



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Oceanografia

Cíntia de Albuquerque Wanderley Coelho

**Reconstrução do sistema carbonato na região da plataforma sul e sudeste
brasileira**

Rio de Janeiro

2017

Cíntia de Albuquerque Wanderley Coelho

Reconstrução do sistema carbonato na região da plataforma sul e sudeste brasileira

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Acidificação dos Oceanos.

Orientadora: Prof.^a Dra. Leticia Cotrim da Cunha

Coorientadora: Prof.^a Dra. Cássia de Oliveira Farias

Rio de Janeiro

2017

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

C672 COELHO, Cíntia de Albuquerque Wanderley.
Reconstrução do sistema carbonato na região da plataforma
sul e sudeste brasileira / Cíntia de Albuquerque Wanderley
Coelho. – 2017.
85 f.: il.

Orientadora: Leticia Cotrim da Cunha.
Coorientadora: Cássia de Oliveira Farias
Dissertação (Mestrado) - Universidade do Estado do Rio de
Janeiro, Faculdade de Oceanografia.
Bibliografia.

1. Salinidade – Atlântico Sul, Oceano – Teses. 2. Atlântico
Sul, Oceano – Temperatura – Teses. 3. Plataforma continental
– Brasil, Sudeste – Teses. 4. Plataforma continental – Brasil,
Sul – Teses. I. Cunha, Leticia Cotrim da. II. Farias, Cássia de
Oliveira. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro.
Faculdade de Oceanografia. IV. Título.

CDU 551.465.63(261.6)

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta
dissertação, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Cíntia de Albuquerque Wanderley Coelho

Reconstrução do sistema carbonato na região da plataforma sul e sudeste brasileira

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Acidificação dos Oceanos

Aprovada em 28 de junho de 2017.

Orientadora: Prof.^a Dra. Leticia Cotrim da Cunha

Faculdade de Oceanografia– UERJ

Coorientadora: Prof.^a Dra. Cássia de Oliveira Farias

Faculdade de Oceanografia– UERJ

Banca Examinadora:

Prof.^a Dra. Cláudia Hamacher

Faculdade de Oceanografia – UERJ

Prof. Dr. Rodrigo Kerr Duarte Pereira

Universidade Federal do Rio Grande - FURG

Prof. Dr. Humberto Marotta Ribeiro

Universidade Federal Fluminense - UFF

Rio de Janeiro

2017

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, a Deus por me iluminar, abrir portas e me dar forças todas as vezes que precisei.

À minha família (isso inclui Athos, Bob e Sid) e ao meu amor, por entenderem minhas ausências, meus choros, pela dedicação e por me apoiarem incondicionalmente em todos os momentos. Vocês fazem parte dessa dissertação!

À minhas orientadoras, Leticia e Cassia, por acreditarem em mim, me darem segurança na dissertação e por terem me dado a oportunidade da melhor experiência acadêmica que já tive: o *Ocean Acidification Training Course*.

Aos meus amigos pelas muitas horas de diversão e conversas jogadas fora que tornaram esses dois anos e três meses mais leves, em especial meus amigos oceanógrafos: Bia, Douglas, Clarisse e Jeff.

À todos os Lagomianos pela dedicação e amor ao que fazem. Isso torna nosso ambiente de trabalho maravilhoso! A Oceanografia Química e bem mais divertida com vocês.

À todos do LABCULT, por serem tão solícitos e sempre abrirem um espacinho para mim, principalmente a Domênica.

À toda equipe do LEOC pelas análises de AT e DIC feitas e por disponibilizarem os dados para que este estudo pudesse acontecer.

A todo o corpo docente da UERJ e ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia por todo o conhecimento passado ao longos desses anos.

À CAPES pela bolsa de estudos concedida.

O importante não é o que se dá, mas o amor com que se dá.

Madre Teresa de Calcutá

RESUMO

Coelho, Cíntia de Albuquerque Wanderley. *Reconstrução do sistema carbonato na região da plataforma sul e sudeste brasileira*. 2017. 85f. Dissertação (Mestrado em Oceanografia) – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2017.

Desde a era Industrial até hoje, as emissões antropogênicas de CO_2 para a atmosfera aumentaram a concentração deste gás em quase 40%. Com o aumento do CO_2 na atmosfera, quantidades crescentes desse gás se dissolvem no oceano, alterando a química na superfície da água do mar e causando impactos negativos para o ecossistema marinho. Uma das consequências é a redução do pH do meio marinho, já que a água se torna mais ácida ocasionando a acidificação. Apesar dos avanços científicos, ainda há muito a ser pesquisado sobre o comportamento das propriedades químicas que controlam as trocas de CO_2 entre o oceano e a atmosfera correlacionando os parâmetros A_T , salinidade e temperatura da superfície do mar. Com essa perspectiva o presente trabalho tem por finalidade principal determinar uma relação entre esses três parâmetros a fim de estabelecer um modelo para estudos de reconstrução de parâmetros do sistema carbonato marinho em escala temporal na costa sul e sudeste brasileira (oceano Atlântico Sul) por onde percorre a Corrente do Brasil, com ênfase no estudo dos aspectos relacionados à acidificação dos oceanos. Em outubro de 2014 a campanha oceanográfica EstArte-Sul foi realizada a bordo do navio Cruzeiro do Sul com 47 estações ao longo da área de estudo. Observou-se que a A_T variou de acordo com a salinidade e houve influência da pluma da Lagoa dos Patos e no Rio da Prata na região sul durante o período de amostragem, onde na última estação houve a menor salinidade e menor A_T . Assim, as relações foram criadas e pode-se concluir que os modelos das relações Salinidade- A_T é mais robusta e precisa que a relação Temperatura- A_T . Este trabalho demonstra como as equações de A_T em função da salinidade e da temperatura fornecem outro meio de examinar as mudanças globais no sistema de carbonato marinho.

Palavras-chave: Acidificação dos oceanos. A_T . Salinidade. Margem continental.

ABSTRACT

Coelho, Cíntia de Albuquerque Wanderley. *Reconstruction of the carbonate system in the Brazilian South and Southeast continental shelf*. 2017. 85f. Dissertação (Mestrado em Oceanografia) – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2017.

Since the beginning of the Industrial era until today, the anthropogenic emissions of CO₂ into the atmosphere have increased by almost 40%. The higher concentration of CO₂ in the atmosphere causes greater amounts of CO₂ to dissolve in the ocean, altering the chemistry on the sea surface and causing negative impacts to the marine ecosystem. One of the consequences is the reduction of the pH in seawater, causing acidification. Despite the scientific advances, there is much to be researched about the behavior of the chemical properties that control the CO₂ changes between the ocean and the atmosphere correlating the surface parameters A_T, salinity and temperature of the sea. With this perspective, the main purpose of this study is to determine a relationship between these three parameters, and build a model for reconstruction studies of the marine carbonate system on a temporal scale along the Brazilian South and Southeastern margin. In October 2014, during an oceanographic campaign, it was observed that A_T varied according to the salinity, and was influenced by plume of the Patos Lagoon and Plata River where there was observed lower salinity and lower A_T. The Salinity-A_T relationships found with this dataset were tested, and can be used regionally to predict surface A_T as a function of salinity, and thus providing another means of analysis as global changes in the marine carbonate system.

Keywords: Ocean acidification. A_T. Salinity. Continental margin.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Fluxos de CO ₂ (Gt CO ₂ /ano) ao longo do tempo e função da fonte emissora ou absorvedora.....	17
Figura 2 –	a) Variação média anual global da temperatura do ar e da superfície do oceano combinadas durante o período de 1850 a 2012 de três conjuntos de dados diferentes. b) Variação média anual e global do nível do mar no período de 1993 a 2012.....	19
Figura 3 –	Perfis médios de temperatura em altas, médias e baixas latitudes.....	24
Figura 4 –	Média anual da salinidade em superfície nos oceanos.....	26
Figura 5 –	A _T em águas superficiais em função da latitude nos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico.....	28
Figura 6 –	Gráficos de dispersão de A _T versus salinidade de águas superficiais para os oceanos Atlântico, Pacífico e Índico criados a partir da equação 4.....	30
Figura 7 –	Mapa da classificação de Spalding <i>et al.</i> dos reinos e das províncias com as ecorregiões delineadas.....	33
Figura 8 –	Mapa do Brasil com um retângulo delimitando a área sul-sudeste, região de estudo.....	35
Figura 9 –	Representação esquemática da Corrente do Brasil e da formação do Giro Subtropical do Atlântico Sul.....	36
Figura 10 –	Localização da Lagoa dos Patos e do Rio da Prata na área de estudo.....	39
Figura 11 –	Mapa das estações oceanográficas realizadas, sendo os pontos vermelhos as estações completas e os quadrados pretos as estações superficiais.....	41
Figura 12 –	Titulador eletrônico de cela fechada <i>Burette and touch control</i> (Titrande 808, 5mL, Metrohm®) com eletrodo de vidro combinado (6.0262.100) e um sensor de temperatura (Pt1000 Metrohm®) usado para a determinação da A _T e DIC.....	43
Figura 13 –	Divisões das Ecorregiões da área de estudo.....	48

Figura 14 –	Gráfico de caixa representando as médias dos valores de salinidade obtidos de acordo com a ecorregião.....	49
Figura 15 –	Distribuição superficial da concentração de salinidade para a área de estudo dividida nas ecorregiões A ₁ e A ₂ . Os pontos cinzentos representam as estações de amostragem.....	50
Figura 16 –	Gráfico de caixa representando os valores de temperatura obtidos de acordo com a ecorregião.....	51
Figura 17 –	Distribuição superficial da temperatura (°C) para a área de estudo dividida nas ecorregiões A ₁ e A ₂ . Os pontos cinzentos representam as estações de amostragem.....	52
Figura 18 –	Gráfico de caixa representando os valores de A _T obtidos de acordo com a localização.....	53
Figura 19 –	Distribuição superficial da concentração de A _T (μmol/kg) para a área de estudo dividida nas ecorregiões A ₁ e A ₂ . Os pontos cinzentos representam as estações de amostragem.....	54
Figura 20 –	Gráfico de caixa representando os valores de DIC obtidos de acordo com a localização.....	55
Figura 21 –	Distribuição superficial da concentração de DIC (μmol/kg) para a área de estudo dividida nas ecorregiões A ₁ e A ₂ . Os pontos cinzentos representam as estações de amostragem.....	56
Figura 22 –	Gráfico de caixa representando os valores das médias de pH em cada ecorregião.....	57
Figura 23 –	Distribuição superficial do pH para a área de estudo dividida nas ecorregiões A ₁ e A ₂ . Os pontos cinzentos representam as estações de amostragem.....	57
Figura 24 –	Gráfico de dispersão mostrando a relação Salinidade x A _T dos dados do projeto EstArte Sul com intervalo de confiança de 95%.....	58
Figura 25 –	Gráfico de dispersão mostrando a relação Salinidade x A _T dos dados do projeto EstArteSul excluindo 11 estações (9, 11, 13, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 40 e 41) com intervalo de confiança de 95%.....	59
Figura 26 –	Localização dos dados em superfície da base de dados GLODAP v2 correspondente à área de estudo e ao período amostrado durante a campanha EstArte-Sul. Pontos vermelhos indicam as estações de	

	amostragem do EstArte-Sul e triângulos cinza para as estações do GLODAP v2.....	60
Figura 27 –	Gráfico de dispersão mostrando a relação Salinidade x A_T da base de dados do GLODAP v2 com intervalo de confiança de 95%.....	61
Figura 28 –	Gráfico de dispersão mostrando a relação Salinidade x A_T dos dados do EstArte-Sul e do GLODAP v2 juntos. Losangos verdes indicam os dados da amostragem do EstArte-Sul e círculos pretos representam os dados da base de dados do GLODAP v2.....	62
Figura 29 –	Gráfico de dispersão mostrando a relação Salinidade x A_T dos dados correspondentes a ecorregião A_1 do projeto EstArte Sul com intervalo de confiança de 95%.....	64
Figura 30 –	Gráfico de dispersão mostrando a relação Salinidade x A_T dos dados correspondentes a ecorregião A_2 do projeto EstArte Sul com intervalo de confiança de 95%.....	64
Figura 31 –	Gráfico de dispersão mostrando a relação Salinidade x A_T dos dados da nova equação correspondentes a ecorregião A_1 do projeto EstArte Sul com intervalo de confiança de 95%.....	66
Figura 32 –	Gráfico de dispersão mostrando a relação Salinidade x A_T dos dados da nova equação correspondentes a ecorregião A_1 do projeto EstArte Sul com intervalo de confiança de 95%.....	66
Figura 33 –	Área de estudo (dentro do polígono) com as estações de amostragem em superfície representadas em pontos azuis.....	68
Figura 34 –	Distribuição em superfície da A_T a partir da salinidade com o modelo EstArte-Sul (equação 10) para os dados do WOD 13.Os pontos pretos representam as estações de amostragem.....	69

LISTA DE TABELAS

Tabela1 –	Constantes para o cálculo da A_T para cada oceano.....	29
Tabela2 –	Valores de média, mínimo, máximo e desvio padrão da salinidade, temperatura, A_T , DIC e pH (calculado).....	47
Tabela3 –	Números e equações apresentadas no capítulo 3.2.....	67

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ACAS	Água Central do Atlântico Sul
ACS	Água Circumpolar Superior
AIA	Água Intermediária Antártica
APAN	Água Profunda do Atlântico Norte
A _T	Alcalinidade Total
B(OH) ₄ ⁻	Borato
CaCO ₃	Carbonato de Cálcio
CH ₄	Metano
Cl ⁻	Cloro
CO ₂	Dióxido de Carbono
CO ₃ ²⁻	Carbonato
CB	Corrente do Brasil
CM	Corrente das Malvinas
CRM	Material Certificado de Referência
CS	Convergência Subtropical
DIC	Carbono Inorgânico Dissolvido
E	EstArte-Sul
EstArte-Sul	Estudo dos processos físicos e biogeoquímicos que controlam a troca de carbono na interface ar-mar e Acidificação das águas na Região de talude continental do Atlântico Sul
FURG	Universidade Federal do Rio Grande
GEOSECS	<i>Geochemical Ocean Sections Study</i>
GLODAP v2	<i>Global Ocean Data Analysis Project Version 2</i>
GP	GLODAP v2
H ⁺	Hidrogênio
HCl	Ácido clorídrico
HCO ₃ ⁻	Bicarbonato
H ₂ CO _{3(aq)}	Ácido carbônico
HF	Ácido fluorídrico
H ₂ SO ₄ ⁻	Ácido sulfúrico

H ₃ SiO ⁴⁻	Trihidrogênioortosilicato
H ₃ PO ₄	Ácido fosfórico
HPO ₄ ²⁻	Hidrogenofosfato
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
JGOFS	<i>Joint Global Ocean Flux Study</i>
K	Constante de dissociação
LEOC	Laboratório de Estudos do Oceano e Clima
LAGOM	Laboratório de Geoquímica Orgânica Marinha
LABOQUI	Laboratório de Oceanografia Química
M	Millero <i>et al.</i> (1998)
MEOW	<i>Marine Ecoregions Of the World</i>
Mg ⁺	Magnésio
NABE	<i>North Atlantic Bloom Experiment</i>
Na ⁺	Sódio
NaCl	Cloreto de sódio
NASA GISS	<i>National Aeronautics and Space Administration– Goddard Institute for Space Studies</i>
NE	Nova equação EstArte-Sul
NO ₂	Óxido Nitroso
NHo	Navio hidro-oceanográfico
ODV	<i>Ocean Data View</i>
OH ⁻	Hidroxila
OACES	<i>Ocean-Atmosphere Carbon Exchange Study</i>
pCO ₂	Pressão Parcial do Dióxido de Carbono
PCS	Plataforma Continental Sul
PCSE	Plataforma Continental Sudeste
pH	Potencial Hidrogeniônico
PO ₄ ³⁻	Fosfato
RJ	Rio de Janeiro
SA	Salinidade Absoluta
SC	Santa Catarina
Si	Sílica
St	Concentração total de sulfato

SO ²⁻	Sulfato
SP	Salinidade Prática
TEOS-10	Termodinâmica e Equação do Estado da Água do Mar
TTO/NAS	<i>Transient Tracers in the Ocean/North Atlantic Ocean</i>
TA	Água Tropical
WOCE	<i>World Ocean Circulation Experiment</i>
WOD	<i>World OceanDatabase</i>

LISTA DE SÍMBOLOS

A	Constante específica de cada oceano
B	Constante específica de cada oceano
atm	Atmosfera
°C	Graus Celsius
m	Metro
° N	Graus Norte
° O	Graus Oeste
° S	Graus Sul
Pg C ano ⁻¹	Petagramas de carbono por ano
%	Porcentagem
‰	Porcentagem por mil
kg	Quilograma
g	Grama
g kg ⁻¹	Grama por kilograma
Gt	Gigatonelada
km	Quilômetro
km ²	Quilômetro quadrado
m ³ s ⁻¹	Metro cúbico por segundo
mL	Mililitro
μL	Microlitro
mol/kg	Mol por kilograma
μmol/kg	Micromol por kilograma
S	Salinidade
Sv	Sverdrups
x	Multiplicação
Y	Variável dependente
m _a	Coefficiente linear
c _a	Coefficiente angular
x _a	Variável independente

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO.....	17
1	OBJETIVO.....	22
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	23
2.1	Temperatura.....	23
2.2	Salinidade.....	24
2.3	Alcalinidade Total (A_T).....	26
2.4	Carbono Inorgânico Dissolvido (DIC).....	31
2.5	Potencial Hidrogeniônico (pH)	31
2.6	Ecorregiões	32
3	MATERIAIS E MÉTODOS	35
3.1	Área de Estudo.....	35
3.2	Estratégia de Amostragem.....	40
3.3	Coleta dos Dados Físico-químicos.....	41
3.3.1	<u>Coleta de Dados Físicos.....</u>	41
3.3.2	<u>Coleta de Dados Químicos.....</u>	41
3.4	Determinação dos Dados Físico-químicos.....	42
3.4.1	<u>Alcalinidade Total e Carbono Inorgânico Dissolvido.....</u>	42
3.4.2	<u>Nutrientes.....</u>	43
3.4.3	<u>pH na Escala Total.....</u>	44
3.5	Análise dos Dados Físico-químicos.....	44
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	47
4.1	Caracterização Físico-química da Água do Mar.....	47
4.1.1	<u>Salinidade.....</u>	48
4.1.2	<u>Temperatura.....</u>	50
4.1.3	<u>Alcalinidade Total.....</u>	52
4.1.4	<u>Carbono Inorgânico Dissolvido.....</u>	54
4.1.5	<u>pH.....</u>	56
4.2	Salinidade <i>versus</i> Alcalinidade total.....	58
4.2.1	<u>Ecorregiões.....</u>	63
4.2.2	<u>Aplicação do modelo.....</u>	67

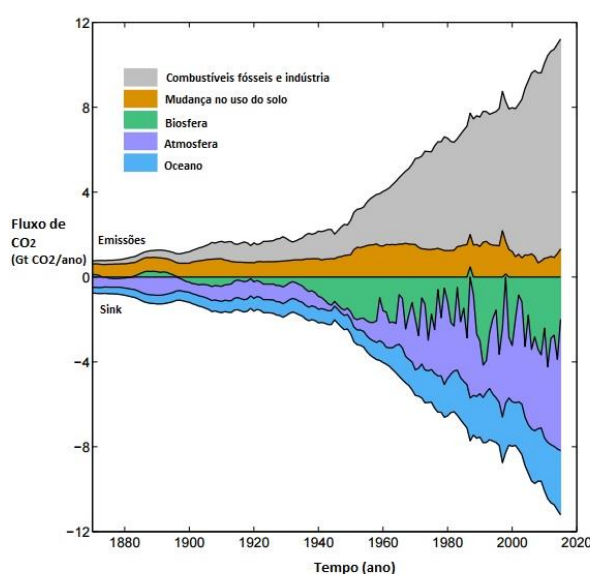
4.3	Temperatura <i>versus</i> Alcalinidade total.....	70
4.3.1	<u>Ecorregiões</u>.....	70
	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	72
	REFERÊNCIAS.....	73
	ANEXO- Dados do EstArte-Sul.....	82

INTRODUÇÃO

A evolução da relação do homem com a natureza gerou muitos benefícios para a sociedade, mas também originou inúmeros impactos negativos. Como exemplo, podemos citar a exploração excessiva de recursos pesqueiros, e processos que desenvolvem ou acentuam a eutrofização, acarretando na desoxigenação das águas e consequente acidificação (AGOSTINHO *et al.*, 1992; SUNDA; CAI, 2012).

O início da era industrial no século XVIII foi um marco para história mundial. A partir dessa época até os dias de hoje, as emissões antrópicas de dióxido de carbono (CO_2) para a atmosfera aumentaram a concentração desse gás na atmosfera da Terra em quase 40%, por causa da queima de combustíveis fósseis e, em menor medida, da mudança no uso da terra e da fabricação de cimento (ZEEBE, 2012). Com o passar dos anos, a dependência pelos combustíveis fósseis cresceu, tornando toda a economia dependente dessa fonte de energia (figura 1). De acordo com o relatório anual de 2015 feito pelo Projeto Global do Carbono (LE QUÉRE *et al.*, 2016), hoje, as emissões de carbono são de 36,4 petagramas de carbono por ano (Pg C ano^{-1}), sendo só a queima de combustível fóssil e as indústrias (em especial a produção de cimento) responsáveis por cerca de $9,9 \text{ Pg C ano}^{-1}$ (figura 1).

Figura 1: Fluxos de CO_2 ($\text{Gt CO}_2/\text{ano}$) ao longo do tempo e função da fonte emissora ou absorvedora.

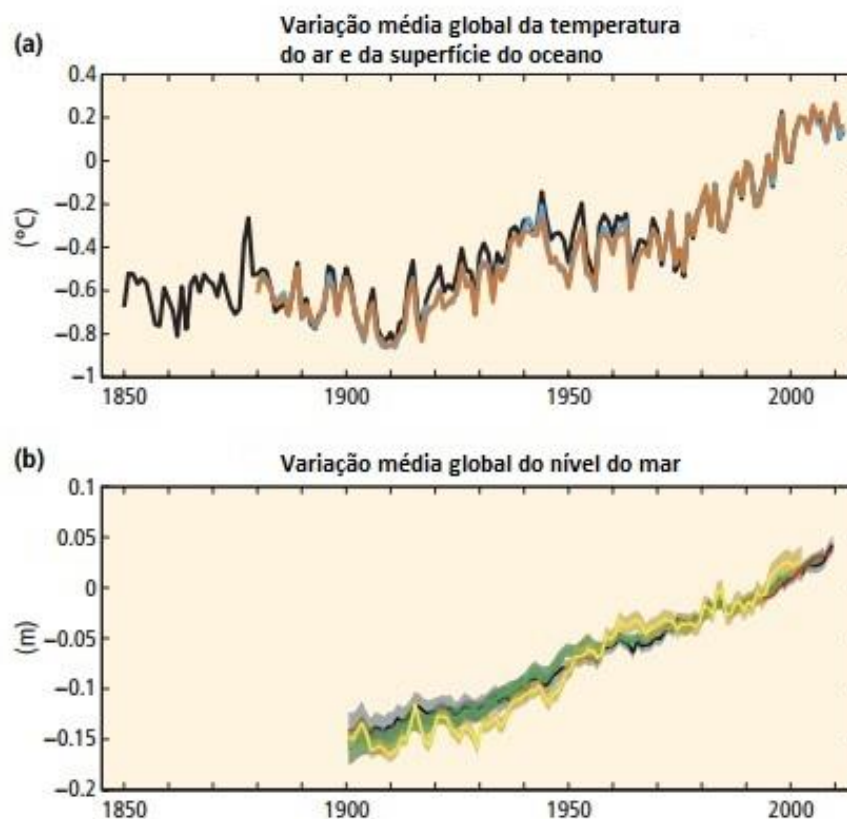


Fonte: Adaptado de GLOBAL CARBON PROJECT, 2016.

O CO₂ é um dos mais importantes gases causadores do efeito estufa no meio ambiente (ZEEBE; WOLF-GLADROW, 2007). Este fenômeno natural ocorre inicialmente da radiação, primariamente proveniente do Sol, que é emitida de forma contínua para o espaço em vários comprimentos de onda. Dois terços dessa radiação emitida pelo Sol penetram a atmosfera e chegam ao continente e aos oceanos. Afim de manter o equilíbrio, a Terra irradia de volta para o espaço energia em forma de radiação, principalmente na forma térmica contida na faixa do infravermelho. Entretanto, uma parte da radiação fica aprisionada pela atmosfera, que por concentrar calor permite a vida neste planeta. Sem esse efeito, a temperatura média da Terra seria abaixo do ponto de congelamento da água. A concentração dos gases vapor d'água, CO₂, metano (CH₄) e óxido nitroso (NO₂) aumentou muito desde o início da era industrial, fazendo com que este fenômeno se intensificasse, retendo mais calor e causando o aquecimento global (SOLOMON *et al.*, 2007).

Segundo o Quarto Relatório (*4th Assessment Report – AR4*) do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas – IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*)(SOLOMON *et al.*, 2007), o aquecimento global é evidente. Nos últimos 140 anos houve um aumento médio global da temperatura do ar e da superfície dos oceanos em 0,85°C, e que foi acelerado a partir da década de 1950 (figura 2). Além disso, foi verificado que não só houve um aumento das temperaturas médias globais do ar e dos oceanos, como também foi observado aumento do derretimento de neve e gelo nas montanhas e nas calotas polares, o que contribuiu para a elevação do nível médio dos oceanos. De 1901 a 2010 foi constatado que o nível médio do mar aumentou em 0,19 m, média esta maior que a média dos dois milênios anteriores (STOCKER *et al.*, 2013).

Figura 2: a) Variação média anual global da temperatura do ar e da superfície do oceano combinadas durante o período de 1850 a 2012 de três conjuntos de dados diferentes. b) Variação média anual e global do nível do mar no período de 1993 a 2012.



Nota: Cabe ressaltar que Stocker *et al.* (2013), em ambos os gráficos, não apresentaram maiores detalhes de como os múltiplos conjuntos de dados foram tratados, entretanto pela tendência das linhas é possível verificar a veracidade dos fatos.

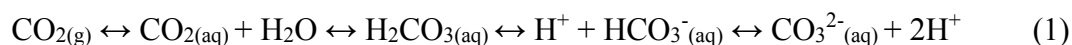
Fonte: Adaptado de STOCKER *et al.*, 2013.

Esse pequeno aumento da temperatura global traz consequências sérias de proporções locais a mundiais. Poderão ocorrer com maior frequência dias mais quentes e secos, alterações no regime de chuvas, intensificação de fenômenos climáticos extremos (secas, furacões e tempestades tropicais), desertificação de alguns espaços, perda de áreas de plantio, menor oferta de água potável, perda da biodiversidade e aumento de doenças transmissíveis por vetores. De fato, os efeitos resultariam desde perdas econômicas a impactos sociais graves (METZ *et al.*, 2007; SOLOMON *et al.*, 2007).

Com o aumento do CO₂ na atmosfera, uma quantidade cada vez maior deste gás se dissolve no oceano, alterando a química da água do mar na superfície e provocando impactos negativos para o ecossistema marinho. O crescente aumento da concentração de CO₂ dissolvido na água do mar tem reduzido o pH, em função do aumento dos íons hidrogênio (H⁺) na água originários da dissociação iônica do ácido carbônico (H₂CO_{3(aq)}), produto da

reação da entrada de CO₂ atmosférico na água. Todo o processo, desde a entrada do CO₂ aos íons livres de H⁺, provoca mudanças no equilíbrio químico dos oceanos. Ao reduzir o pH do meio marinho, a água se torna mais ácida ocasionando a acidificação (DONEY *et al.*, 2009) e este fenômeno acarreta em alterações nos ciclos biogeoquímicos de alguns componentes. O pH dos oceanos está declinando a uma taxa entre 0,001 e 0,002 por ano (MARION *et al.*, 2011; TAKESHITA *et al.*, 2017).

A dissociação iônica do H₂CO₃ tem como produto o íon bicarbonato (HCO₃⁻), íons H⁺ e os íons carbonato (CO₃²⁻). Pela equação 1, pode-se observar que quanto mais CO₂ dissolvido na água, maior a presença de HCO₃⁻ e maior a concentração de H⁺ na água. Essa reação é reversível, ou seja, quanto mais H⁺ na água, mais intensa/rápida será a transformação de CO₃²⁻ em HCO₃⁻.



Em condições normais, o sistema carbonato marinho controla a acidez da água do mar, então, pode-se dizer que esse sistema age como um tampão natural para o pH da água do mar. O sistema carbonato do oceano também desempenha um papel fundamental no controle da pressão do CO₂ na atmosfera, o que ajuda a regular a temperatura do planeta (EMERSON; HEDGES, 2008). Este sistema é composto pela alcalinidade total (A_T), carbono inorgânico dissolvido (DIC), pressão parcial do CO₂ (pCO₂) e pH e o equilíbrio entre eles em cada região é o que fará variar o funcionamento do sistema carbonato (EMERSON; HEDGES, 2008). Mesmo com tantas mudanças, as projeções indicam que a alcalinidade permanecerá constante a curto e médio prazo no futuro (e.g. EGGLESTON *et al.*, 2010 e ORR *et al.*, 2005).

Todavia essas modificações que ocorrem na química da água do mar afetam diretamente e indiretamente os organismos marinhos. Como a concentração do íon CO₃²⁻, que compõe o material das conchas e dos esqueletos de muitos organismos, é reduzida pelo processo de acidificação dos oceanos, a taxa de calcificação desses organismos também diminui, afetando desde a fisiologia e a reprodução destes até as suas distribuições geográficas (ZEEBE, 2012; HATJE *et al.*, 2013).

Apesar de muitos estudos já terem sido feitos, como em Bates *et al.* (2001) e Jiang *et al.* (2014), ainda há muito a ser pesquisado sobre o comportamento das propriedades químicas que controlam as trocas de CO₂ entre o oceano e a atmosfera correlacionando as variáveis A_T, salinidade e temperatura da superfície do mar. O conhecimento aprofundado do ciclo do

carbono se torna um elemento-chave para diminuir as incertezas do balanço global do carbono, uma vez que é de conhecimento que os oceanos funcionam como termorregulador do clima em nosso planeta em longas escalas de tempo.

Com essa perspectiva o presente trabalho 'Reconstrução do sistema carbonato na região da plataforma sul e sudeste brasileira', que está inserido no projeto 'Estudo dos processos físicos e biogeoquímicos que controlam a troca de carbono na interface ar-mar e Acidificação das águas na Região de talude continental do Atlântico Sul (EstArte-Sul), tem por finalidade principal determinar relações entre essas três variáveis a fim de estabelecer um modelo para estudos de reconstrução de parâmetros do sistema carbonato marinho na região margem subtropical sudoeste do oceano Atlântico Sul, ao largo da costa brasileira.

1 OBJETIVO

O presente estudo tem por objetivo geral entender a relação entre a A_T , a temperatura e a salinidade da superfície do mar a fim de estabelecer um modelo para estudos na região da quebra de plataforma e talude continental sul e sudeste brasileira.

E como objetivos específicos:

- i. Caracterizar os parâmetros temperatura, salinidade, A_T , carbono inorgânico dissolvido e pH em superfície na região de estudo para a época de amostragem;
- ii. Criar modelos das relações entre A_T , temperatura da superfície do mar e salinidade para a reconstrução do sistema carbonato na região de estudo.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A maior parte da água presente no mundo encontra-se nos oceanos, que ocupam cerca de 71% da superfície do planeta Terra. Por ser um solvente universal, praticamente todos os elementos químicos estão presentes como soluto na água do mar. Outra propriedade de relevância para a oceanografia é o fato da água ser quase incompressível. A água também tem uma capacidade calorífica relativamente alta, tornando-se um grande reservatório de calor (LIBES, 2009).

As três propriedades físico-químicas mais importantes da água do mar são a salinidade, a temperatura e a densidade. A salinidade e a temperatura podem ser usadas juntas para caracterizar massas d'água e, em conjunto com a pressão, calcular a sua densidade (CHESTER, 2000).

2.1 Temperatura

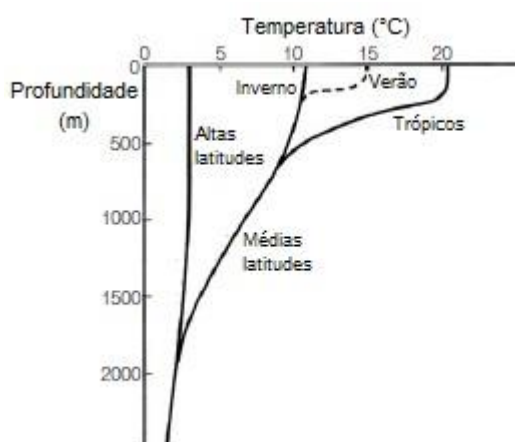
A temperatura apresenta um papel importante no meio marinho, já que é um dos principais controladores da distribuição e das atividades dos organismos. Portanto, é um fator limitante à reprodução, ao crescimento e à distribuição dos que ali vivem ou dependem do oceano. Além disso, normalmente, a temperatura também influencia uma série de variáveis físico-químicas. Quando a temperatura aumenta, a viscosidade, tensão superficial, compressibilidade, constante de ionização, calor específico e calor latente diminuem, enquanto a condutividade e a pressão de vapor aumentam. Dentre outros parâmetros, a temperatura é um dos fatores que determinam a densidade da água (LIBES, 2009).

A temperatura da superfície do mar é variável temporal e espacialmente (figura 3). Em altas latitudes, as águas superficiais apresentam temperaturas baixas. Já as latitudes médias e baixas, as temperaturas são maiores, devido à maior insolação (LIBES, 2009).

Na superfície do mar se encontra uma camada homogênea de água chamada de camada de mistura. A temperatura e a profundidade dessa camada são controladas pela insolação e pela mistura de ventos, que pode variar de 20m a 500m. Abaixo da camada de mistura a temperatura diminui com a profundidade. Essa região onde ocorre o declínio da temperatura é chamada de termoclina. Vale ressaltar que em altas latitudes a camada de

mistura não é necessariamente quente, entretanto apresenta temperatura maior do que na camada abaixo. Em geral, em água tropicais e subtropicais, aproximadamente nos 1000m de profundidade, a temperatura é ainda menor, em torno de 5°C (EMERSON; HEDGES, 2008).

Figura 3: Perfis médios de temperatura em altas, médias e baixas latitudes.



Fonte: Adaptado de LIBES, 2009.

2.2 Salinidade

Segundo Emerson e Hedges (2008), a salinidade é a medida, em gramas, da massa de sólidos dissolvidos em 1 kg de água do mar (equação 2). Ou seja, a salinidade é a medida do grau em que a água nos oceanos é salgada (CHESTER, 2000). Emerson e Hedges (2008) utilizam a equação 2 para definir a salinidade. Os sais mais abundantes nos oceanos são o cloro (Cl^-), o sódio (Na^+), o sulfato (SO_4^{2-}) e o magnésio (Mg^{2+}). Por estarem em altas concentrações, esses elementos tendem a ter um comportamento conservativo e estão presentes em proporções constantes no oceano aberto.

$$S = \frac{\text{g de íons inorgânicos dissolvidos}}{1 \text{ kg de água do mar}} \times 1000 \quad (2)$$

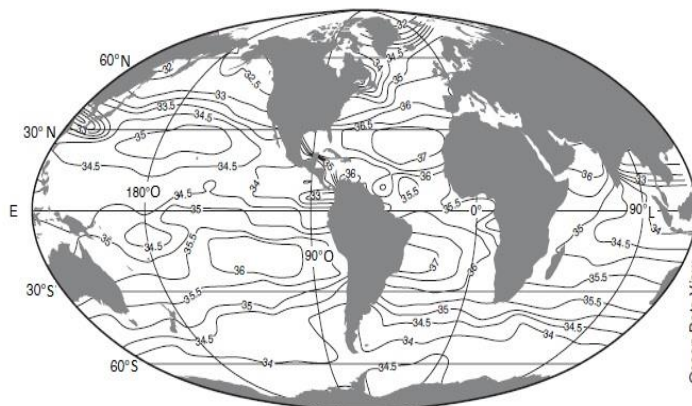
Esta salinidade definida por Emerson e Hedges (2008) é dita como Salinidade Prática (SP). Há também a Salinidade Absoluta (SA), usada em Termodinâmica e Equação do Estado da Água do Mar (TEOS-10), definida pela fração em massa de soluto em uma solução padrão de água do mar de mesma condutividade que a amostra e apresenta unidade em g kg^{-1} . A SA é mais precisa que a SP. Essa maior precisão se deve a uma representação mais completa termodinamicamente consistente de todas as propriedades termodinâmicas da água do mar, a

consideração explícita da composição química da água do mar e incorporação de correções para anomalias de composição.

Os processos físicos que controlam os sais são associados com movimentos de água (e.g. transportes por correntes, mistura por turbulência, evaporação precipitação) e a taxa à qual a água se desloca através e dentro do oceano é muito mais rápida do que qualquer um dos processos químicos que atuam para remover ou fornecer os íons principais. Os outros compostos com menores concentrações não estão presentes de forma constante. Isso ocorre devido ao fato de suas concentrações serem alteradas facilmente pelos processos biológicos, químicos e físicos que ocorrem na coluna d'água. Embora a maioria das substâncias na água do mar tenha comportamento não conservativo, elas compreendem coletivamente apenas uma pequena fração do total da massa de material dissolvido. Ou seja, os principais íons constituem aproximadamente 99,8% da massa de sólidos dissolvidos na água do mar. Desse modo, a salinidade é utilizada como uma propriedade contra a qual as espécies químicas individuais podem ser comparadas para determinar a sua estabilidade no mar. Assim como a temperatura, a salinidade é outro parâmetro que determina a densidade da água do mar. A densidade é uma das variáveis mais importantes da água do mar, tanto que a circulação oceânica deve-se, em parte, a diferença de densidade das massas d'água (LIBES, 2009).

A salinidade média da água do mar é 35 e 99% das águas do oceano tem salinidade entre 33 a 37. A distribuição da salinidade na superfície dos oceanos é controlada por um equilíbrio entre dois processos físicos: evaporação e precipitação. A baixa salinidade no Equador é resultado da elevada taxa de precipitação nessa região e a alta salinidade nas regiões subtropicais reflete a evaporação que ocorre pelos giros. Na figura 4, pode-se observar a distribuição da salinidade nas águas superficiais do oceano (EMERSON; HEDGES, 2008; LIBES, 2009).

Figura 4: Média anual da salinidade em superfície nos oceanos.



Fonte: Adaptado de EMERSON; HEDGES, 2008.

2.3 Alcalinidade Total (A_T)

Na química da água do mar um dos componentes mais importantes é o sistema carbonato marinho. Sua importância está relacionada ao fato desse sistema controlar a acidez da água do mar e fazer parte do ciclo do carbono marinho (EMERSON; HEDGES, 2008).

A A_T pela definição de Dickson (1981) é

“O número de moles do íon hidrogênio equivalente ao excesso de prótons aceptores (bases formadas a partir de ácidos fracos da constante de dissociação k menor ou igual $10^{-4,5}$ em 25 °C e zero de força iônica) mais prótons doadores (ácidos com k maior que $10^{-4,5}$) em um kg de amostra”.

Em outras palavras, é a capacidade natural da água em neutralizar os ácidos, o que está diretamente relacionado a quantidade de CO_2 dissolvido neste meio, uma vez que este libera íons H^+ quando sofre hidrólise. A A_T é uma propriedade mensurável da água que permite monitorar as interações entre a química da água do mar e a calcificação biológica (CARTER *et al.*, 2016). A equação 3 a seguir define a A_T e engloba os principais prótons inorgânicos conhecidos na água do mar, de acordo com a definição anterior:

$$A_T = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] + [\text{B(OH)}_4^-] + [\text{H}_3\text{SiO}_4^-] + [\text{HPO}_4^{2-}] + 2[\text{PO}_4^{3-}] + [\text{OH}^-] - [\text{H}^+] - [\text{HSO}_4^-] - [\text{HF}] - [\text{H}_3\text{PO}_4] \quad (3)$$

Nem sempre são considerados todos esses prótons, uma vez que os íons carbonato e borato definem 99% do total da A_T e a contribuição de sílica (Si) e fósforo (P) é de apenas

0,2% em água do mar. Assim, os cálculos são feitos, muitas vezes, somente com essas duas espécies químicas (EMERSON; HEDGES, 2008). Já na água doce os íons carbonatos determinam a maior parte da A_T , e por isso, em sua maioria, os cálculos são feitos apenas com esses íons (RAYMOND; COLE, 2003). A A_T junto ao pH, o DIC e a pCO_2 formam o sistema carbonato marinho (FRY *et al.*, 2016).

A A_T em superfície comporta-se de forma tipicamente conservativa e independe das alterações de temperatura e pressão (FRIIS *et al.*, 2003). São muitos os fatores que induzem a variação da A_T na superfície, sendo os fundamentais os que envolvem a adição de água doce (e.g. derretimento de gelo, precipitação e aporte de águas continentais) ou a remoção de água doce (e.g. evaporação e formação de gelo), e os processos biogeoquímicos relacionados à atividade biológica, principalmente os que estão associados à precipitação do $CaCO_3$ (LEE *et al.*, 2006; ZEEBE; WOLF-GLADROW, 2007). Em geral, a diminuição (aumento) da A_T devido precipitação (dissolução) do $CaCO_3$ através da biota marinha frequentemente ocorre em conjunto com a diminuição (aumento) da temperatura da superfície do mar (LEE *et al.*, 2006).

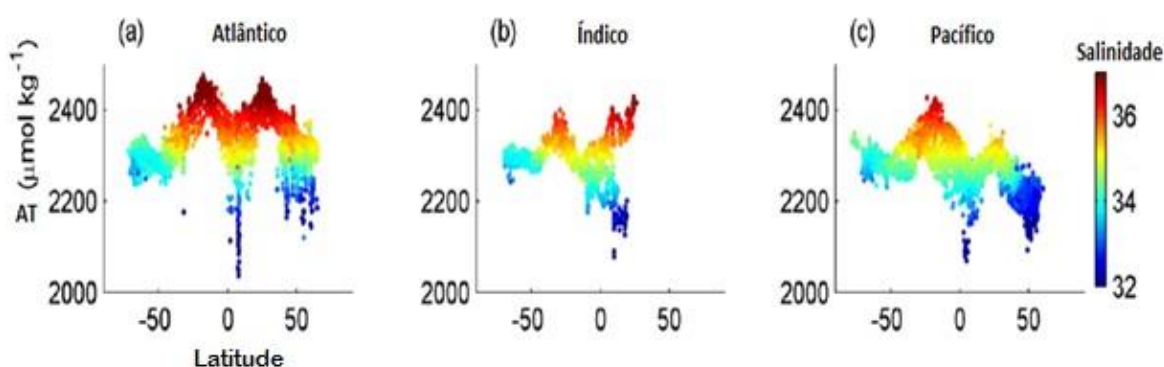
Ao contrário do que acontece com os nutrientes e outras variáveis relacionadas ao CO_2 (e.g. DIC, pH e fugacidade do CO_2), os processos biológicos, como a fotossíntese e a oxidação da matéria orgânica, tem pouca influência direta na A_T . Inclusive, a variação de CO_2 na atmosfera não faz variar significativamente a A_T , uma vez que a superfície dos oceanos é supersaturada nesse gás (MILLERO *et al.*, 1998). Já ao longo da coluna d'água e no sedimento, a alteração da A_T se deve à formação e dissolução dos carbonatos sólidos (FRIIS *et al.*, 2003).

Os processos biológicos mediados por bactérias e pelo fitoplâncton modificam as concentrações de nitrato, amônio e fosfato, e alteram, por sua vez, a A_T . A nitrificação, a absorção de amônio e a liberação de nitrato e fosfato diminuem a A_T , enquanto a liberação de amônio, absorção de nitrato e fosfato e a desnitrificação aumentam a A_T . Mesmo o nitrato não aparecendo na definição da A_T na equação 3, este nutriente participa da alteração pelo fato de estar ligado a adição de ácido nítrico e remoção dos íons H^+ no meio. O fluxo de evaporação e precipitação na superfície das águas afeta a A_T pelo aumento da concentração ou diluição dos compostos da água do mar, já que a A_T é uma soma ponderada de diferentes constituintes dissolvidos (COSSARINI *et al.*, 2015; FRY *et al.*, 2015).

A distribuição latitudinal da A_T na superfície dos oceanos é semelhante à da salinidade (Figura 5). A A_T superficial é baixa em regiões equatoriais e máxima em 30° N e 20° S. O

Equador é a área mais quente e tem como característica no seu ciclo hidrológico elevada precipitação. Essa entrada de água doce na superfície do mar diminui a A_T . Além do mais, nessas áreas tropicais, há um rápido crescimento de organismos com estruturas de CaCO_3 , combinado à assimilação de nutrientes durante a produção primária que também diminui a A_T . Este efeito sobrepõe-se ao balanço evaporação/precipitação no controle da A_T . As regiões subtropicais, áreas de fortes ventos, tem A_T máxima, devido à alta evaporação, que é superior a precipitação. Entre 30°N e 30°S as variações da A_T superficial associadas as alterações da salinidade induzidas pelo balanço hídrico representam mais de 80% da variabilidade total da A_T (LEE *et al.*, 2006). Esse comportamento similar entre os dois hemisférios, se deve ao fato da A_T ser o maior componente da água do mar e a proporção de A_T para salinidade ser quase constante (CHESTER, 2000; MILLERO *et al.*, 1998).

Figura 5: A_T em águas superficiais em função da latitude nos oceanos a) Atlântico, b) Pacífico e c) Índico.



Fonte: adaptado de FRY *et al.*, 2015.

A relação entre A_T e salinidade pode ser vista nas figuras 5 e 6, na qual Millero *et al.* (1998) usaram a equação 4, onde a A_T é calculada em função da salinidade, mostrando que há uma relação linear:

$$A_T = a + b \cdot \text{Salinidade} \quad (4)$$

Onde: A_T = alcalinidade total;

a = constante específica de cada oceano (Tabela 1);

b = constante específica de cada oceano (Tabela 1).

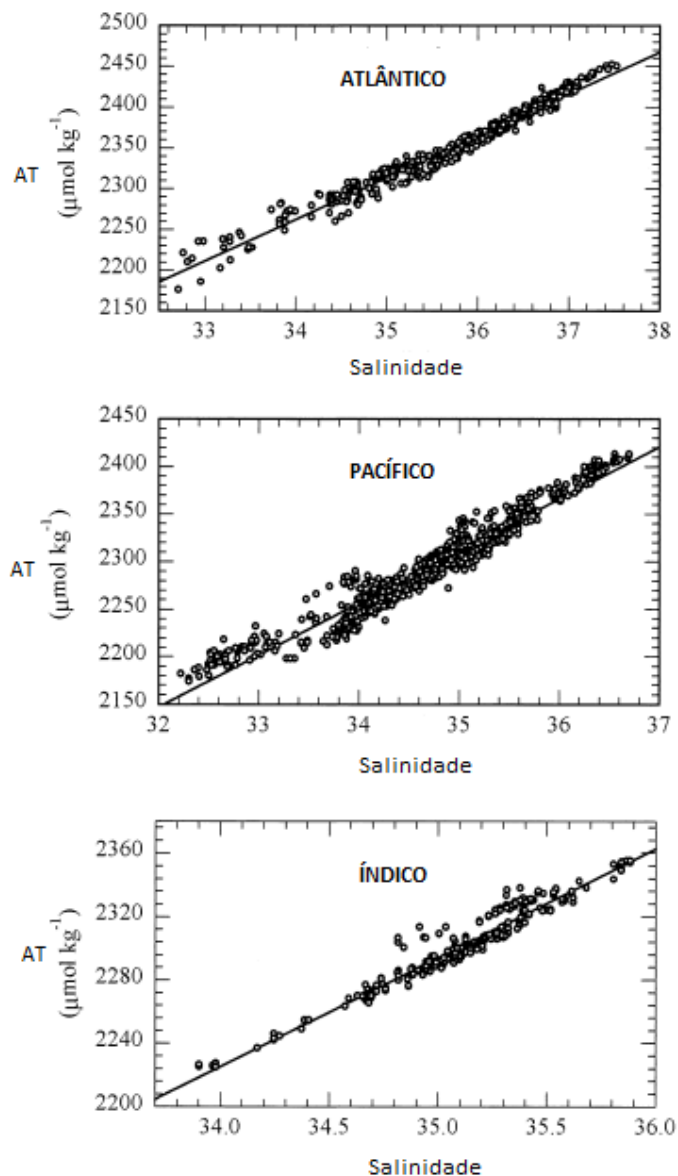
Tabela 1: Constantes para o cálculo da A_T para cada oceano (MILLERO *et al.*, 1998):

Oceano	a	b
Atlântico	520,1	51,24
Pacífico	399	54,62
Índico	- 114	68,80

Fonte: MILLERO *et al.*, 1998.

Para cada oceano foi usado um conjunto de dados de diferentes cruzeiros oceanográficos. Para o oceano Atlântico foram usados dados obtidos durante os cruzeiros OACES (*Ocean-Atmosphere Carbon Exchange Study*) combinados com dados de A_T em superfície de alguns estudos (e. g. GEOSECS – *Geochemical Ocean Sections Study*, TTO/NAS – *Transient Tracers in the Ocean/North Atlantic Ocean*, TTO/TAS e NABE – *North Atlantic Bloom Experiment*) dos anos de 1969 a 1993. No Pacífico foram usados dados dos cruzeiros JGOFS (*Joint Global Ocean Flux Study*) e OACES combinados com dados de A_T em superfície do GEOSECS. No oceano Índico foram usados dados combinado no cruzeiro WOCE (*World Ocean Circulation Experiment*).

Figura 6: Gráficos de dispersão de A_T versus salinidade de águas superficiais para os oceanos Atlântico, Pacífico e Índico criados a partir da equação 4.



Nota: Escala diferente para os eixos X e Y para cada oceano.

Fonte: adaptado de MILLERO *et al.*, 1998.

Em oceano aberto, é possível correlacionar a A_T com a salinidade e a temperatura, devido a característica conservativa da A_T . Relações entre salinidade, temperatura e A_T são largamente utilizadas para reconstruções de distribuição espaço-temporal (COSSARINI *et al.*, 2015). Do mesmo modo que se tem uma correlação positiva entre a A_T e a salinidade, tem-se uma correlação negativa entre A_T e a temperatura. Entretanto, os estudos que abordam essa correlação, principalmente no hemisfério sul, são muito limitados (e.g. BONOU *et al.*, 2016, LEE *et al.*, 2006 e FINE *et al.*, 2017) (LEE *et al.*, 2006).

2.4 Carbono Inorgânico Dissolvido (DIC)

O carbono pode ser encontrado na forma orgânica e inorgânica. O carbono inorgânico tem como principais fontes para o mar: a atmosfera, a chuva, a decomposição da matéria orgânica e a respiração dos organismos, e se apresenta de quatro formas principais na água: CO_2 , H_2CO_3 , HCO_3^- e CO_3^{2-} . Em condições típicas de água do mar (pH aproximadamente 8,1), a principal espécie de DIC é o HCO_3^- (cerca de 90%), seguido do CO_3^{2-} (entre 9 e 10%) e por último o CO_2 dissolvido (com 1%) (EMERSON; HEDGES, 2008).

Em superfície a distribuição do DIC ocorre através das correntes oceânicas. Geralmente, tanto as águas de subsidência quanto as águas que há muito tempo não são ventiladas apresentam elevadas concentrações de DIC. A concentração ao longo da coluna d'água deste parâmetro aumenta em águas profundas. A degradação da matéria orgânica gera CO_2 e contribui para o aumento do DIC em águas de maior profundidade. Processos biológicos em superfície, como a fotossíntese e a degradação de matéria orgânica também influenciam neste parâmetro. Ao realizar a fotossíntese, os organismos autotróficos consomem o DIC na forma de $\text{CO}_{2(\text{aq})}$ e ao respirarem, tanto estes quanto todos os seres presentes no meio, liberam CO_2 . Essas ações provocam variações na concentração de DIC no meio marinho (EMERSON; HEDGES, 2008; LIBES, 2009).

2.5 Potencial Hidrogeniônico (pH)

O pH é usado universalmente para expressar o grau de acidez ou alcalinidade de uma solução. É uma variável importante de soluções aquosas, porque afeta propriedades químicas e bioquímicas. É definido como o logaritmo negativo da concentração molar de íons de hidrogênio ($[\text{H}^+]$) (equação 5) (ZEEBE; WOLF-GLADROW, 2007).

$$\text{pH} = -\log [\text{H}^+] \quad (5)$$

Onde: $[\text{H}^+] =$ concentração de íons de hidrogênio.

Sendo que a concentração total de $[\text{H}^+]$ incluiu íons sulfato (SO_4^{2-}), como mostra a equação 6:

$$[\text{H}^+] = [\text{H}^+]_{\text{F}} + (1 + \text{S}_T/\text{K}_S) \quad (6)$$

$$[\text{H}^+] = [\text{H}^+]_{\text{F}} + (\text{H}_2\text{SO}_4^-)$$

Onde: $[\text{H}^+] =$ concentração de íons de hidrogênio;

$[H^+]_F$ = concentração de íons hidrogênio livres ;

S_T = concentração total de sulfato ($[H_2SO_4^-] + [SO_4^{2-}]$);

K_S = constante de dissociação do ($H_2SO_4^-$);

$H_2SO_4^-$ = ácido sulfúrico.

O pH representa a atividade de íons hidrogênios livres na água. A escala de valores varia de 0 a 14, sendo o pH 7 considerado como neutro (ZEEBE; WOLF-GLADROW, 2007). Em condições de água do mar de salinidade 35,165, temperatura = 25°C, pressão = 1,0 atm, os valores de pH encontrados em regiões oceânicas variam entre 8,08 e 8,33 (MARION *et al.*, 2011).

A variação do pH, em uma escala de tempo geológico, é controlada pelo equilíbrio químico entre a água e os minerais comuns dos sedimentos marinhos. Em uma escala de tempo menor, de centenas ou milhares de anos, as mudanças no equilíbrio do $CO_{2(aq)}$, CO_3^{2-} , HCO_3^- e H^+ proporcionam a variação do sistema do pH no oceano (CHESTER, 2000).

O pH pode ser calculado e medido em diferentes escalas e uma delas é a escala total. O pH na escala total é baseado em uma amostra de água do mar sintética e é definido por Dickson *et al.* (2007) como (equação 7):

$$pH = -\log ([H^+]_F + [H_2SO_4^-]) = -\log [H^+]_T \quad (7)$$

Onde: $[H^+]_F$ = concentração de íons hidrogênio livres;

$[H_2SO_4^-]$ = concentração de ácido sulfúrico;

$[H^+]_T$ = concentração de íons hidrogênio livres na escala total.

2.6 Ecorregiões

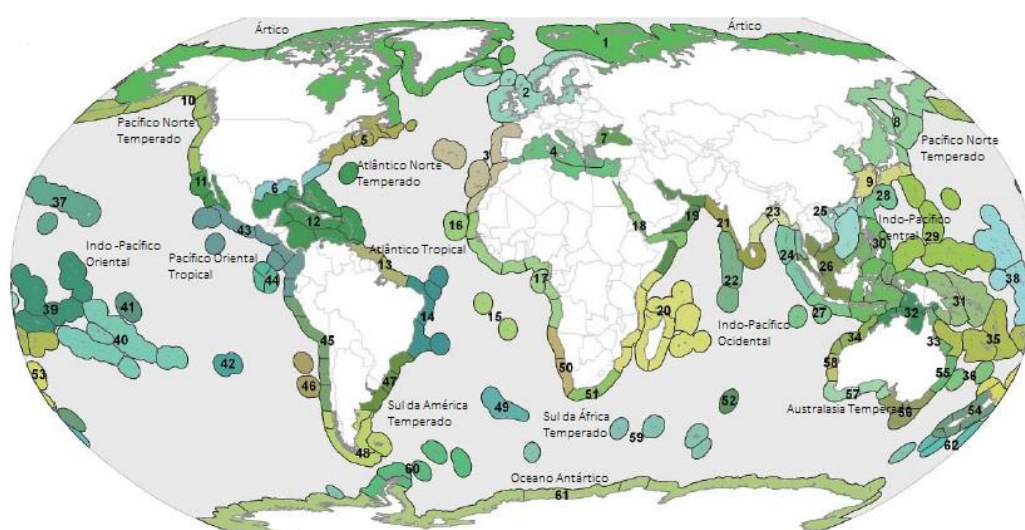
Inúmeras classificações regionais foram criadas para atender às necessidades de um planejamento regional. Classificações biogeográficas são essenciais para o desenvolvimento de sistemas ecologicamente representativos de áreas protegidas. O espaço marinho ainda é pouco representado na rede de áreas protegidas global, fato que aumenta a urgência para a necessidade de ferramentas para apoiar a intensificação de uma representação maior da conservação marinha (CHAPE *et al.*, 2005; SPALDING *et al.*, 2007).

Nesse contexto, Spalding *et al.* (2007) criaram uma nova classificação biogeográfica para as zonas costeiras que se estende para a plataforma continental e quebra de plataforma. A

intenção inicial era desenvolver um sistema hierárquico baseado em configurações taxonômicas, influenciado pela evolução histórica, pelos padrões de dispersão e pelo isolamento das espécies. Foram utilizados três princípios básicos para a classificação: forte base biogeográfica, que esta fosse de utilidade prática para diversos estudos e que abrangesse da melhor maneira possível divisões já existentes (e.g. Forbes (1856), Ekman (1953), Hedgpeth (1957), Briggs (1974, 1995), Hayden *et al.* (1984), entre outros).

Desse modo, Spalding *et al.* (2007) subdividiram as regiões pela composição de espécies que foi determinada pela predominância de um pequeno número de espécies locais e/ou um conjunto de características oceanográficas (e.g. correntes, salinidade, temperatura, concentração de nutrientes, exposição de sedimentos e batimetria) das águas costeiras e de plataforma continental de até 200m de profundidade e de 370 km de extensão a partir da costa (figura 7). Essas regiões são definidas como áreas de composição de espécies relativamente homogêneas, distintas dos sistemas em volta. Também conhecidas como ecorregiões, essas áreas são as unidades de menor escala da *Marine Ecoregions of the World* (MEOW). Os limites de uma ecorregião não são fixos e pontuais, entretanto abrangem uma área na qual os processos ecológicos e evolutivos importantes interagem mais fortemente. Assim foram propostos 12 reinos, 62 províncias e 232 ecorregiões.

Figura 7: Mapa da classificação de Spalding *et al.* (2007) dos reinos e das províncias com as ecorregiões delineadas.



Nota: Os números indicam as 62 províncias existentes.

Fonte: Adaptado de SPALDING *et al.*, 2007.

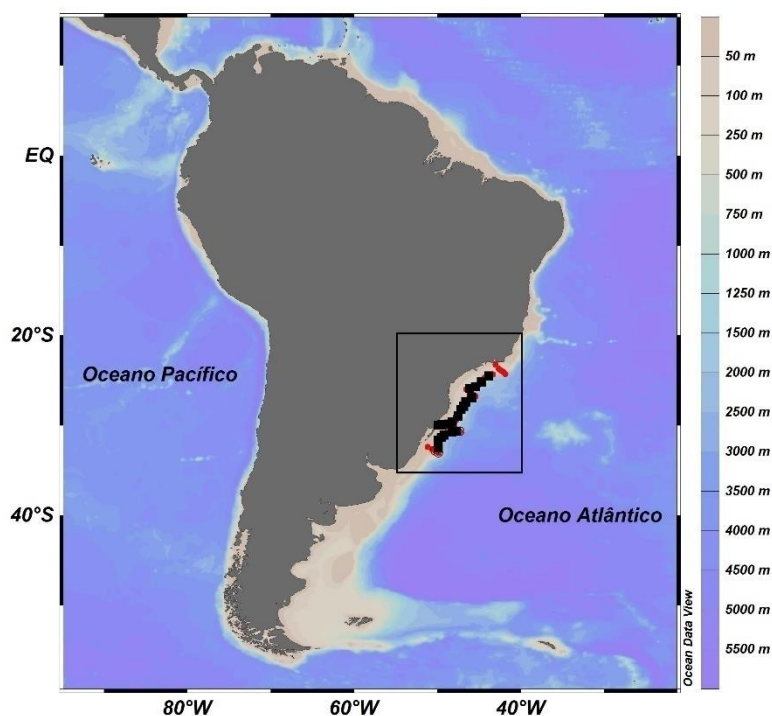
Para o Atlântico sul, Spalding *et al.* (2007) basearam-se no estudo de Longhurst (1998). Longhurst (1998) dividiu várias regiões, inclusive o hemisfério sul, em 57 províncias biogeoquímicas. Para essa divisão foram analisados dados da oceanografia regional (relação fotossíntese-luz, angulação do sol e nebulosidade) e exames da distribuição subsuperficial dos campos de clorofila.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Área de Estudo

A região sul-sudeste do Brasil (figura 8) possui uma extensa plataforma continental, sendo dividida em duas áreas devido suas características oceanográficas: Plataforma Continental Sudeste (PCSE) e Plataforma Continental Sul (PCS). A PCSE inicia em Cabo Frio (RJ) e se estende até o Cabo de Santa Marta Grande (SC) e a PCS está situada entre o Cabo de Santa Marta Grande e o Arroio Chuí (MADUREIRA; ROSSI-WONGTSCHOWSKI, 2005).

Figura 8: Mapa do Brasil com um retângulo delimitando a área sul-sudeste, região de estudo.



Nota: Mapa preparado com o programa Ocean Data view (Schlitzer (2016)).

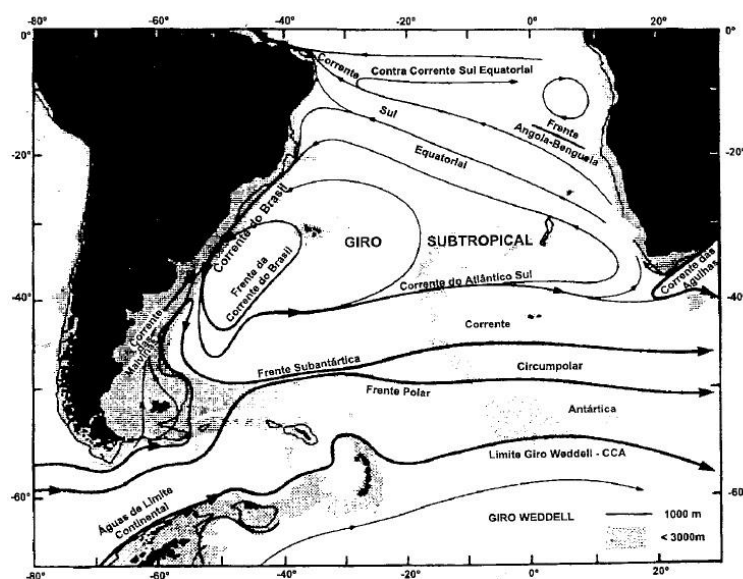
Fonte: A autora, 2016.

O comprimento total da PCSE é de aproximadamente 1000 km e tem como característica a topografia suave, com as isóbatas dispendo-se paralelamente à linha da costa. Há exceção para algumas poucas ilhas grandes, frequentemente localizadas nas proximidades da costa. A parte de maior largura da PCSE está situada em frente a Santos, com 230 km, e as

partes mais estreitas nas proximidades de Cabo Frio e Cabo de Santa Marta, com 50 km e 70 km, respectivamente. O comprimento da PCS é de cerca de 750 km e a largura média aproximada de 120 km. As mesmas condições de suavidade da topografia e de grande extensão da plataforma continental são encontradas na PCS. A PCSE e a PCS apresentam os maiores e mais importantes portos, as principais bacias petrolíferas e possuem o maior fluxo naval do país (ASSIREU, 2003).

A costa brasileira é banhada pelo oceano Atlântico Sul, sob influência da corrente do Brasil (CB). A convergência da CB e da corrente das Malvinas (CM) forma o limite oeste da Convergência Subtropical (CS). A CB é uma corrente de contorno oeste associada ao Giro Subtropical do Atlântico Sul que se origina ao sul de 10°S, fluindo pelas margens do continente sul-americano até encontrar a CM (figura 9) (SILVEIRA *et al.*, 2000). As correntes de contorno oeste são definidas por fluxos intensos, estreitos e bem definidos fluindo por margens continentais, importantes no transporte de calor e sal entre as regiões tropical e polares. Essas correntes existem para compensar o transporte de Sverdrup que ocorre em direção ao Equador (SATO, 2014; SILVEIRA *et al.*, 2000). Apesar dessas características, Silveira *et al.* (2000) descreve a CB como uma corrente de fraca intensidade em relação a sua análoga no hemisfério norte, a Corrente do Golfo. De todo modo, a CB é a feição oceânica mais importante da borda oeste do oceano Atlântico Sul.

Figura 9: Representação esquemática da Corrente do Brasil e da formação do Giro Subtropical do Atlântico Sul.



Fonte: SILVEIRA *et al.*, 2000.

Na região de quebra de plataforma e do talude continental na PCSE e PCS, os três primeiros quilômetros da coluna d'água na região sob influência da CB são formados pelo empilhamento de uma série de massas d'água: Água Tropical (TA), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA), Água Circumpolar Superior (ACS) e Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) (CASTRO *et al.*, 2006). Como este estudo diz respeito a águas de superfície, há restrição de um nível maior de detalhes apenas sobre a TA e ACAS.

Ao sul da sua área de formação, a CB é uma corrente rasa, quente e salina constituída basicamente pela TA que flui sobre a quebra da plataforma (CARMO, 2008). A TA ocupa a parte superficial (0 - 200m) da zona tropical do Atlântico Sul. A sua formação se dá devido a intensa radiação solar e pelo excesso de evaporação em relação a precipitação sobre a região tropical. É uma água quente, com temperaturas acima de 20°C, e salina, com salinidade em torno de 36. Essa massa de água superficial é transportada para o sul pela CB e ao longo do seu trajeto se mistura com águas mais frias e menos salinas (EMÍLSSON, 1961).

Na latitude de 20°S, a CB encontra-se com a ACAS, tornando-se mais profunda e crescendo em transporte (CARMO, 2008). A ACAS localiza-se na região da picnoclina (200 – 500m). Essa massa de água é formada pelo afundamento de água na região da CS, se dispersando através do ajuste hidrostático. A ACAS flui junto com outras correntes do Atlântico Sul e Benguela e atinge a costa da América do Sul. Quando sofre bifurcação parte de sua água vai em direção ao Equador e a outra parte para o sul pela costa brasileira (SVERDRUP *et al.*, 1942). Apresenta temperaturas entre 6 e 20°C e salinidade entre 34, 5 e 36. Abaixo de 25°S, outras massas de água mais profundas se unem a CB em direção ao sul (CASTRO *et al.*, 2006).

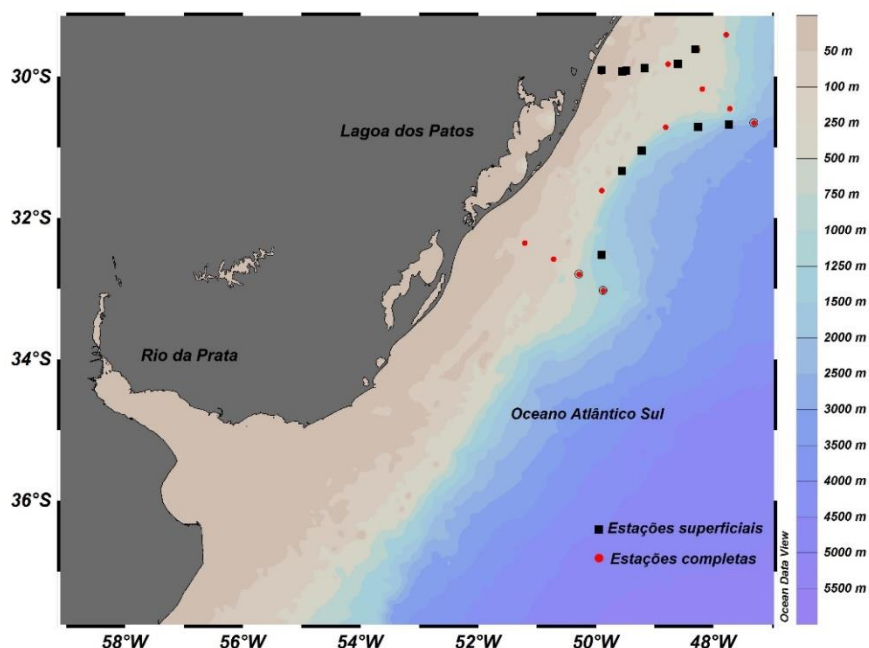
A maioria das estimativas de transporte para a CB encontradas na literatura são provenientes de cálculos geostróficos (CASTRO *et al.*, 2006). Em sua origem, em torno de 10°S, a CB rumo em direção sul sobre e ao largo da quebra da plataforma, transportando 4 Sverdrups (Sv). Quando chega a 15°S, a corrente se afasta da costa, uma vez que a plataforma continental se alarga. Entretanto ocorre o meandramento e estima-se que seu transporte seja de 6 Sv (STRAMMA *et al.*, 1990). Em 20,5°S, embora exista a presença da de uma cadeia de montanhas submarinas próximas a superfície (aproximadamente 200m) e o fluxo da água seja afetado, a corrente continua fluindo para sul com transporte de 4 Sv sobre o talude continental (EVANS *et al.*, 1983). Ao sul do Cabo de São Tomé e ao largo da bacia de Santos, a CB tem

transporte de 5,5 Sv, e Silveira & Lima (2003) a descrevem como um escoamento organizado, fluindo com eixo de máxima velocidade centrado na isóbata de 1000m. Próximo a Cabo Frio (23°S) observa-se um padrão meandrante da massa de água, apresentando um transporte de volume de 9,4 Sv à profundidade de 600m (SIGNORINI, 1978). E em 28°S, nas proximidades do Cabo de Santa Marta, o transporte de volume da CB está estimado em 16 Sv com profundidade ultrapassando 670m. Assireu (2003) e Muller *et al.* (1998) confirmam estimativas anteriores que a CB se torna mais profunda, com maior transporte e mais intensa a medida que flui em direção ao sul.

Fontes continentais de água também influenciam a região de quebra de plataforma e talude do sudeste e sul. Esse padrão é resultado da interação entre aporte de água doce e de correntes costeiras (MOLLER *et al.*, 2008). Dentre as mais importantes estão as plumas da Lagoa dos Patos e do rio de Prata.

A Lagoa dos Patos está situada entre as coordenadas de 30° - 32°S e 50° - 52°O na planície costeira do estado do Rio Grande do Sul (figura 10). Esta lagoa é classificada como estrangulada por Kjerfve (1986), uma vez que é ligada ao mar apenas por um canal ao sul com aproximadamente 1 km de largura (CASTELÃO; MOLLER, 2003; CORDEIRO; LORSCHUITTER, 1994; MARQUES; MOLLER, 2008). De acordo com Madeira-Falceta (1974), os níveis de salinidade na lagoa são baixos, variando de 0 a 34. As menores salinidades são encontradas nos períodos de outono e primavera, enquanto as maiores são observadas no verão (VAZ *et al.*, 2006).

Figura 10: Localização da Lagoa dos Patos e do Rio da Prata na área de estudo.



Nota: Mapa preparado com o programa Ocean Data view (Schlitzer (2016)).

Fonte: A autora, 2016.

VAZ *et al.* (2006) confirmam que a dinâmica da lagoa é dominada pela ação dos ventos em escalas de tempo associados a passagem de sistema frontais. Isso se dá devido a sua grande dimensão e a orientação do seu eixo longitudinal. As trocas entre a lagoa e o oceano adjacente ocorrem por gradiente de pressão, resultado da combinação do efeito das forças locais e não locais com ventos direcionados tanto para a lagoa quanto para o oceano, respectivamente. A importância relativa do vento como forçante é ainda maior à medida que a amplitude de maré diminui, fato típico de lagoas com uma comunicação com o mar (CASTELÃO; MOLLER, 2003).

O destino da pluma da Lagoa dos Patos sobre a zona costeira é controlado, principalmente, pela forçante vento. As águas se dispersam pela plataforma com giro anticiclônico em direção ao norte, direção de propagação das ondas de Kelvin no hemisfério sul. Ventos de nordeste auxiliam no transporte em direção ao sul e o espalhamento em direção ao oceano, os ventos transversais também contribuem para o transporte preferencialmente para o sul. A ação da maré atua como mecanismo modulador, ajudando no processo de

mistura e diminuindo a estratificação gerada pela ação dos ventos. Assim, a pluma tende a se espalhar sobre a plataforma reduzindo o gradiente de salinidade transversalmente e pela influência das correntes de maré tende a aumentar seu deslocamento em direção ao norte nos períodos de menor intensidade dos ventos (MARQUES *et al.*, 2006).

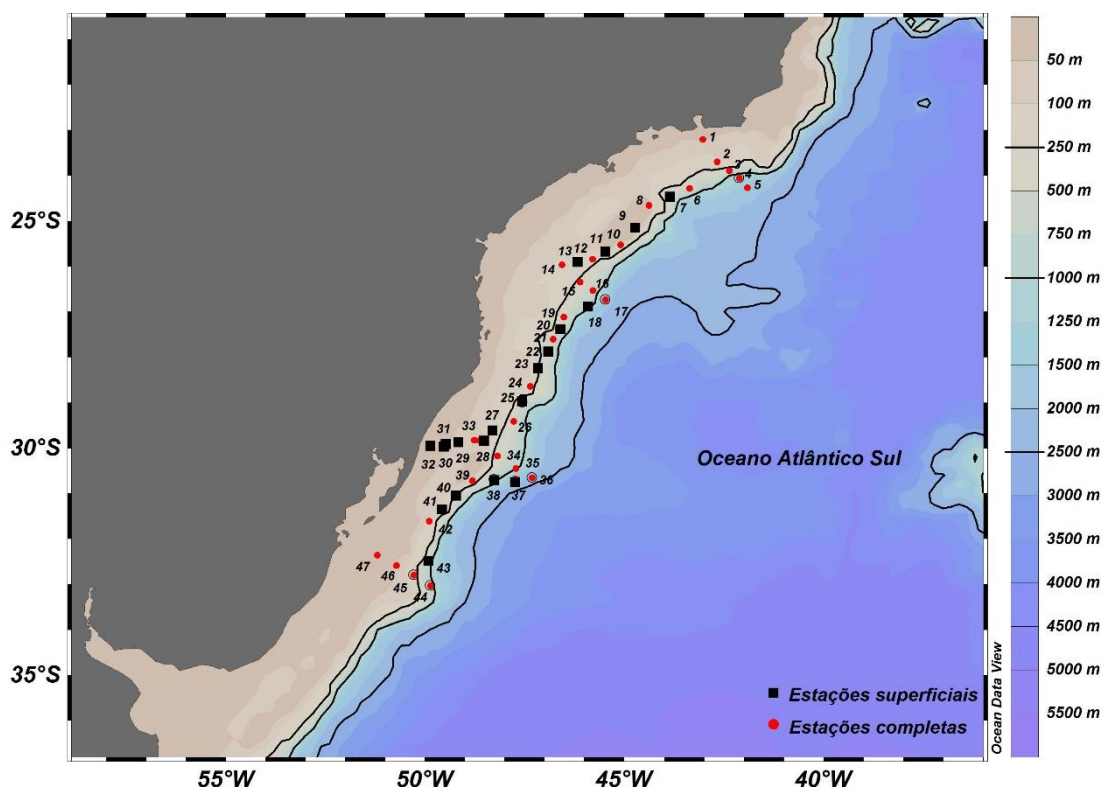
O sistema fluvial do Rio da Prata tem uma extensão aproximada de $31 \times 10^5 \text{ km}^2$, dividido entre Brasil, Paraguai, Uruguai, Argentina e Bolívia. Está localizado entre $67^\circ - 43^\circ 35'S$ e $14^\circ 05' - 37^\circ 37'W$. Três grandes unidades hidrográficas fazem parte desse sistema: Paraguai, Paraná e Uruguai, sendo que os dois últimos formam o Rio da Prata (VILLELA, 1984).

O Rio da Prata lança, em média, $22 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ no Atlântico sul. Durante o outono e o inverno, as águas do rio podem se estender ao longo da costa do Uruguai e do sul do Brasil em direção ao norte, devido os ventos de sudoeste. Já na primavera e no verão a faixa retrocede, chegando apenas a Rio Grande e ficando próxima a entrada da Lagoa dos Patos. A descarga fluvial não apresenta um caráter sazonal bem definido e, assim como na Lagoa dos Patos, a ação dos ventos apresenta influência decisiva nas plumas do rio da Prata (PIOLA *et al.*, 2005). Tanto a Lagoa dos Patos quanto o Rio da Prata, juntamente com outras massas d'água (TA, Água de Plataforma Subtropical e Água de Plataforma Subantártica), se encontram na Frente Subtropical localizada entre $33^\circ S$ e $35^\circ S$ (STRUB *et al.*, 2015)

3.2 Estratégia de Amostragem

A área de estudo consiste na região oceânica delimitada pelas coordenadas $23^\circ 12'S$ e $44^\circ 57' O$ (sul do Rio de Janeiro) e $32^\circ 21' S$ e $52^\circ 47' O$ (sul do Rio Grande do Sul). Foi realizada uma amostragem no período de 22/10/2014 a 30/10/2014, período de primavera, a bordo do navio hidro-oceanográfico (NHo) Cruzeiro do Sul. Foram feitas 47 estações oceanográficas, sendo 27 completas com cinco perfis verticais ou mais e 20 somente superficiais (figura 11), sendo os dados desta dissertação apenas superficiais (profundidade entre 4m e 7m).

Figura 11: Mapa das estações oceanográficas realizadas, sendo os pontos vermelhos as estações completas e os quadrados pretos as estações superficiais.



Nota: Mapa preparado com o programa Ocean Data view (Schlitzer(2016)).

Fonte: A autora, 2017.

3.3 Coleta dos Dados Físico-químicos

3.3.1 Coleta de Dados Físicos

O lançamento do CTD (modelo 9plusda SBE) foi realizado pela equipe de hidroceanografia do navio com acompanhamento de pesquisadores embarcados. Os seguintes sensores estavam acoplados ao CTD: temperatura (redundante), condutividade (redundante), e pressão. Todos os sensores foram calibrados antes do início da coleta.

3.3.2 Coleta de Dados Químicos

Amostras para A_T e DIC em superfície foram coletadas também em todas as estações. As amostras das estações superficiais foram coletadas pelo equipamento de medição contínua

de CO₂, e as amostras coletadas das estações completas foram coletas por garrafa de Niskin. Todas as amostras foram acondicionadas em frascos de borosilicato de capacidade de 250 mL, sem que houvesse troca de ar com a atmosfera, pois a troca gasosa pode alterar os dados medidos. No momento da coleta, as amostras foram fixadas com 50 µL de solução supersaturada de cloreto de mercúrio e conservadas refrigeradas até o momento da análise. Toda coleta seguiu o protocolo internacional descrito no SOP1 (DICKSON *et al.*, 2007).

Para a análise dos nutrientes inorgânicos dissolvidos (nitrito, nitrato, fosfato e silicato) foi necessário recolher subamostras de água, filtrar e retirar alíquotas, de aproximadamente 500 mL, através de filtros de fibra de vidro. As mesmas foram acondicionadas em garrafas plásticas e conservadas congeladas até o momento da análise. As amostras de água para os nutrientes foram coletadas apenas nas 26 estações completas.

3.4 Determinação dos Dados Físico-químicos

3.4.1 Alcalinidade Total e Carbono Inorgânico Dissolvido

A determinação da A_T foi feita no Laboratório de Estudos do Oceano e Clima (LEOC) na Universidade Federal do Rio Grande (FURG). Essa análise foi feita pelo procedimento de titulação potenciométrica em cela fechada automatizada.

Primeiro as amostras foram retiradas da geladeira, afim de alcançarem 25°C. Ao colocar a amostra na cela, a mesma foi lavada pela própria amostra antes da determinação.

Cada amostra foi transferida para uma cela fechada com capacidade de 104,13 mL para titulação no titulador eletrônico Titrand 808 (5mL, Metrohm®) com eletrodo de vidro combinado (6.0262.100) e um sensor de temperatura (Pt1000 Metrohm®) (figura 12), onde foi titulada com uma solução salina de ácido clorídrico (HCl) 0,1 M, salinidade 34. A temperatura foi mantida constante a 25°C, controlada com variação 0,1°C por um banho termostatizado (TLC 15, Tamson®). A solução de HCl contém 34,6368g de cloreto de sódio (NaCl) para ajustar a força iônica total e se aproximar o máximo possível da força iônica da água do mar (0,7 mol/kg), mantendo a atividade dos coeficientes aproximadamente constantes durante a titulação. A titulação ocorreu até que a amostra alcançasse pH 3, medido e monitorado através do potencial pelo eletrodo. Após cada adição de ácido, o titulador registrou o volume total de ácido adicionado e a força eletromotriz (em volts) do eletrodo de pH. Os dados resultantes do volume total do ácido e da força eletromotriz foram utilizados

para calcular pelo método de Gran a A_T e o DIC. Materiais Certificados de Referência (CRMs) foram adquiridos diretamente onde são produzidos, com Andrew Dickson no Instituto de Oceanografia Scripps (Dickson *et al.*, 2003), e utilizados durante as análises das amostras para acessar a precisão do método para A_T 3,3 $\mu\text{mol/kg}$ e DIC 5,9 $\mu\text{mol/kg}$. O procedimento de análises seguiu o protocolo internacional SOP3a (DICKSON *et al.*, 2007).

Figura 12: Titulador eletrônico de cela fechada *Buretteandtouchcontrol* (Titrande 808, 5mL, Metrohm®) com eletrodo de vidro combinado (6.0262.100) e um sensor de temperatura (Pt1000 Metrohm®) usado para a determinação da A_T e DIC.



Fonte: Contato pessoal com Iole Orselli, 2016.

O uso da cela fechada permite a avaliação de dados subsequentes para estimar o DIC, já que este parâmetro se mantém constante durante toda a titulação. Os dados em cela fechada foram tratados pela equipe de Oceanografia no LEOC – FURG (coordenador Prof. Dr. Rodrigo Kerr) e gentilmente cedidos para este estudo.

3.4.2 Nutrientes

As análises de nutrientes foram feitas no Laboratório de Geoquímica Orgânica Marinha / Laboratório de Oceanografia Química (LAGOM/LaBOQui) da Universidade do Estado do Rio de

Janeiro (UERJ). Os nutrientes foram determinados por métodos espectrofotométricos na região visível, sendo todas as amostras feitas em duplicatas. Nas determinações do nitrato, do nitrito e do fosfato foram utilizados os métodos descritos em Grasshoff *et al.*, (1983) e para o silicato foi usada a metodologia descrita em Strickland e Parsons (1965).

3.4.3 pH na Escala Total

A partir das variáveis A_T , DIC, temperatura, fosfato e silicato foi calculado o pH na escala total pela constante de equilíbrios do “*Best Practices Handboook 2007*” no software Ocean Data View (ODV) versão 4.7.6 (<https://odv.awi.de>) (SCHLITZER, 2016). Para estimar o pH a partir dos dados de A_T e DIC, se faz necessário fazer uma iteração matemática simples. Munhoven (2013) sugere que o valor de pH seja igual a 8. O uso dessas duas variáveis para calcular o valor de pH só é contra-indicado quando os valores de DIC são muito baixos, uma vez que a solução matemática é comprometida com este fato (MUNHOVEN, 2013).

A escolha do fosfato e do silicato se deve ao fato destes nutrientes juntos serem dois dos maiores componentes da A_T depois do CO_2 e carbonatos. A inserção dos compostos formadores da A_T corrige os possíveis erros da A_T .

Com a necessidade do uso das variáveis fosfato e silicato no cálculo, só existem 26 valores de pH referentes as estações completas. A estação 15 não apresentou dados de nutrientes. Nas estações superficiais não houve coleta de amostra para análise de nutriente.

3.5 Análise dos Dados Físico-químicos

As análises estatísticas foram realizadas com as ferramentas do programa Statistica versão 7.0.0. da *Vince Stat Software* com nível de confiança de 95%.

A primeira etapa dos testes estatísticos ocorreu com a verificação da normalidade de todos os dados. Para esta etapa foi aplicado o teste estatístico de Shapiro-Wilk, onde para o p-valor da distribuição ser considerada normal deve ser $p > 0,05$. A aplicação desse teste é o melhor modo de testar à normalidade (TORMAN *et al.*, 2012). A variável salinidade apresentou $p < 0,05$. Mesmo a salinidade tendo apresentado uma distribuição não-normal, preferiu-se trabalhar com a estatística paramétrica, uma vez que os valores de média e

mediana foram próximos. As variáveis temperatura, A_T , DIC e pH apresentaram $p > 0,05$. Por isso, para essas variáveis foi usada a estatística paramétrica.

Para todos os dados, foi usado o teste F para mostrar a diferença entre as ecorregiões e os parâmetros analisados. Por isso foram feitos gráficos do tipo caixa, com os valores de p, podendo assim saber se os valores apresentam diferenças significativas ($p < 0,05$) ou não ($p > 0,05$) entre si.

Para saber se as variáveis se correlacionam entre si, aplicou-se a correlação de Spearman e de Pearson e foram observados resultados semelhantes em ambas as correlações. Portanto, optou-se por usar a correlação de Pearson que é mais robusta. A fim de se obter maiores comparações, foram usados dados do *Global Ocean Data Analysis Project Version2* (GLODAP v2) (OLSEN *et al.*, 2016) (<http://cdiac.ornl.gov/oceans/GLODAPv2/>), a equação gerada pelos dados usados em Millero *et al.* (1998) e os dados da plataforma de dados do *World Ocean Data base* da coleção do ano de 2013 (WOD13) (BOYER *et al.*, 2013) (<https://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD13/>). E, assim como nos dados do EstArte-Sul, foram feitas relações lineares com gráficos de dispersão com os dados do GLODAP v2 dos anos de 2003 e 2011 para confrontar o modelo do EstArte-Sul. A linha de regressão no gráfico de dispersão fornece as melhores previsões e descrições (BORRADAILE, 2003). A regressão linear apresenta a seguinte equação 8:

$$Y = m_a + c_a \times x_a(8)$$

Onde = Y = variável dependente;

m_a = coeficiente linear;

c_a = coeficiente angular;

x_a = variável independente.

Com o propósito de testar a eficácia e comprovar que o modelo pode ser usado para a região de estudo, os dados do WOD13 também foram usados. Inicialmente, foram usados os dados medidos no EstArte-Sul para aferir todas as equações geradas. Primeiro foi feito o teste de normalidade de Shapiro-Wilk e os resultados das relações salinidade- A_T e salinidade-temperatura tiveram distribuição não-normal. Com esses mesmos resultados das equações foi usado o teste Mann-Whitney U, para apurar se havia diferença entre os dados calculados e os medidos ($p < 0,05$) ou não ($p > 0,05$). Os resultados da relação temperatura- A_T apresentaram

distribuição normal pelo teste de Shapiro-Wilk, logo para analisar se havia diferença entre os resultados e os dados medidos foi feito o teste T da ANOVA.

Nos resultados das equações das ecorregiões A_1 e A_2 foi feito o mesmo procedimento das outras equações. Foi feito o teste de normalidade de Shapiro-Wilk e posteriormente o teste Mann-Whitney U para os resultados com distribuição não-normal e o teste T da ANOVA para os resultados com distribuição normal, para saber se havia diferença entre os dados medidos e calculados. Para a visualização dos resultados em conjunto foi usado o software ODV na versão 4.7.6 (SCHLITZER, 2016).

O GLODAP v2 é um projeto de síntese de dados internacionais de carbono inorgânico do interior do oceano e variáveis relacionadas. Possui um banco de dados oceanográficos dos cruzeiros realizados em programas internacionais, como WOCE, JGOFS e OACES – NOAA entre os anos de 1972 e 2013 de domínio público. No entanto, há uma quantidade limitada de dados de A_T em comparação com outras medições hidrográficas como temperatura, salinidade e nutrientes. São aproximadamente um milhão de amostras individuais coletadas ao longo desses anos em todas as áreas oceânicas do globo (KEY *et al.*, 2015; OLSEN *et al.*, 2016).

Millero *et al.* (1998) combinaram medidas da A_T superficiais com medidas obtidas nos programas internacionais: GEOSECS, TTO e NABE (*North Atlantic Bloom Experiment*) para fornecer distribuições regionais de A_T e A_T normalizada pela salinidade correlacionada com temperaturas superficiais em três bacias oceânicas. Millero *et al.* (1998) criaram três modelos para estimar a A_T a partir da salinidade e da temperatura em superfície no Atlântico, no Pacífico e no Índico (equação 4).

O WOD é uma plataforma pública que apresenta mais de 19.000 conjuntos de dados de mais de 200.000 cruzeiros oceanográficos do arquivo do *National Oceanographic Data Center*. Com registros desde 1772, o WOD integra dados de perfis oceânicos de aproximadamente 90 países ao redor do mundo, incluindo o oceano Atlântico sudoeste, ao largo da costa do Brasil. O banco de dados do WOD13 é usado por cientistas para estudar as mudanças no impacto do oceano clima e tempo, o que é fundamental para o monitoramento contínuo da mudança do oceano e do clima.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Caracterização Físico-química da Água do Mar

Os dados de salinidade, temperatura, A_T , DIC e pH obtidos durante a amostragem se encontram listados no anexo A. Na tabela 2 se encontram os valores das médias, mínimos e máximos e desvio padrão dos parâmetros físico-químicos analisados.

Tabela2: Valores de média, mínimo, máximo e desvio padrão da salinidade, temperatura, A_T , DIC e pH (calculado):

	Média	Mínimo	Máximo	Desvio Padrão
Salinidade	35,91	32,79	37,07	0,95
Temperatura (°C)	22,32	20,43	24,41	0,85
A_T (μmol/kg)	2370,53	2203,54	2490,32	59,97
DIC(μmol/kg)	2246,74	1982,57	2529,72	115,15
pH	7,70	7,05	8,13	0,28

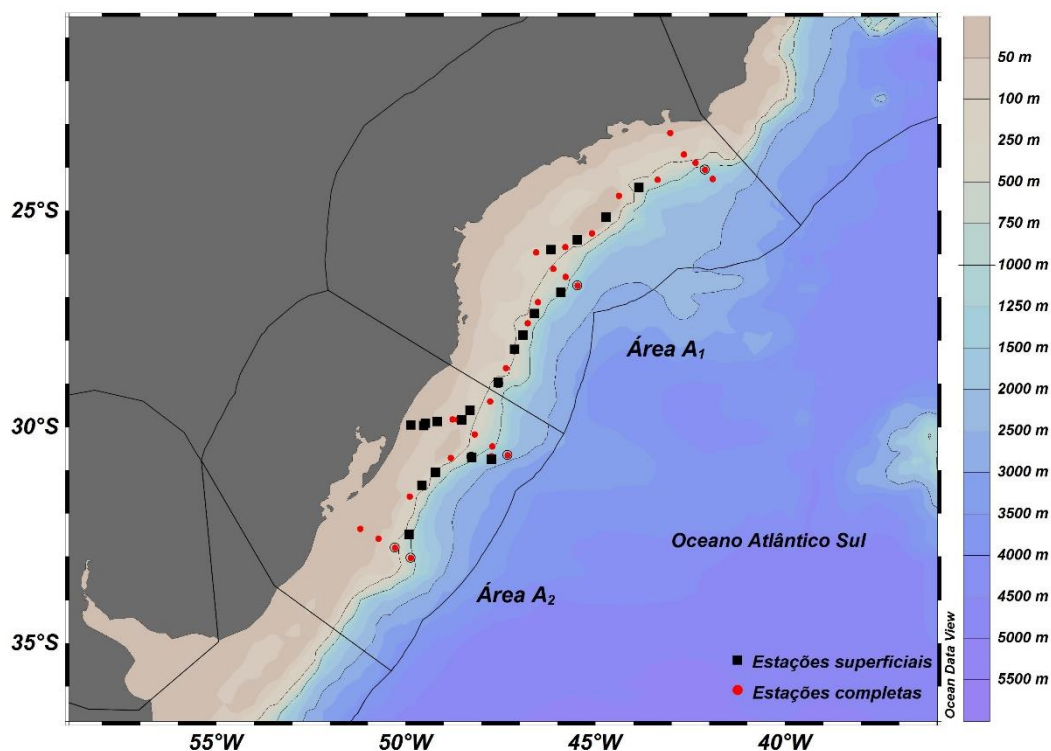
Fonte: A autora, 2016.

Como a mediana (35,98) e a média (35,91) da salinidade foram próximas, apesar do teste de verificação da normalidade da salinidade ter determinado distribuição não-normal, optou-se por utilizar a estatística paramétrica. Além da estatística paramétrica ser mais precisa e robusta, as outras variáveis apresentaram distribuição normal. Dessa maneira, com todos os dados uniformes, é possível relacionar todos os parâmetros.

A divisão das regiões (figura 13) para análise dos parâmetros físico-químicos seguiu a fragmentação feita por Spalding *et al.* (2007). Dividiu-se a área de estudo - margem tropical brasileira do Atlântico Sul (de 22 °S a 28 °S) e a margem subtropical brasileira do Atlântico Sul (de 28 °S a 33 °S) - em Área 1 (A_1) (estações 1 a 25) e Área 2 (A_2) (estações 26 a 47). A A_1 corresponde a parte sul do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e parte de Santa Catarina e a A_2

engloba parte de Santa Catarina e o Rio Grande do Sul. A A₁ contém 25 estações de amostragem e a A₂ apresenta 22 estações.

Figura 13: Divisões das Ecorregiões (Spalding *et al.*, 2007) da área de estudo. Os pontos pretos e vermelhos representam as estações de amostragem.



Nota: Mapa preparado com o programa Ocean Data view (Schlitzer(2016)).

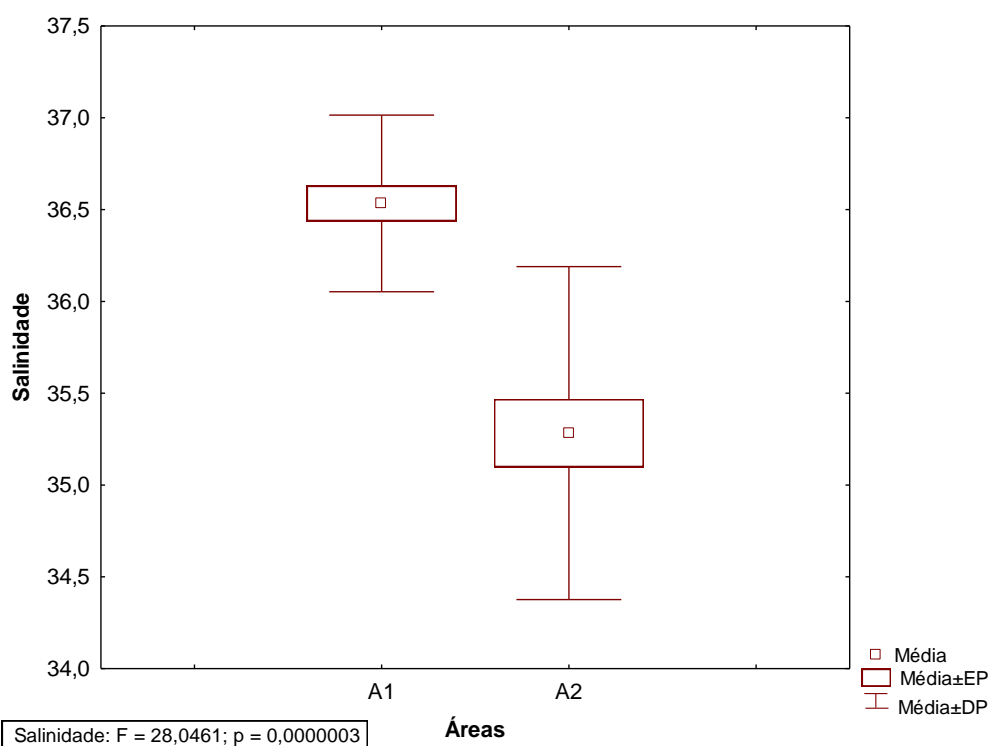
Fonte: A autora, 2016.

4.1.1 Salinidade

Na maior parte da área de estudo, tanto a temperatura da superfície quanto a salinidade apresentaram valores característicos da TA, conforme descrito em Emilsson (1961). A área A₁ apresentou a maior média (36,45) e a área A₂ a menor (35,36), entretanto a área A₂ apresentou maior amplitude (2,27) e a A₁ a menor (1,86) (figura 14). A maior média em A₁ deve-se, provavelmente, a presença da TA que tem por características maiores temperaturas e salinidades (PIOLA *et al.*, 2000). Já a salinidade superficial apresentou valores mais baixos próximos à área costeira abaixo de 28°S, região A₂. Na região A₁ também não há nenhum aporte significativo de águas continentais. Os valores de média encontrados são estatisticamente diferentes.

A maior amplitude de salinidade em A₂ pode ter ocorrido pela proximidade da área costeira em alguns pontos dessa ecorregião, onde há a influência do escoamento continental, e pela presença da pluma da Lagoa dos Patos e do Rio da Prata e provavelmente da Frente Subtropical (HAIMOVICI *et al.*, 2005) (figura 15). Além da influência do balanço precipitação/evaporação que aumenta conforme a latitude, quando a precipitação excede a evaporação, o que faz também com que a salinidade diminua. Essa pluma se mistura com as águas do oceano aberto pela ação dos ventos e possuem como característica águas com menor salinidade.

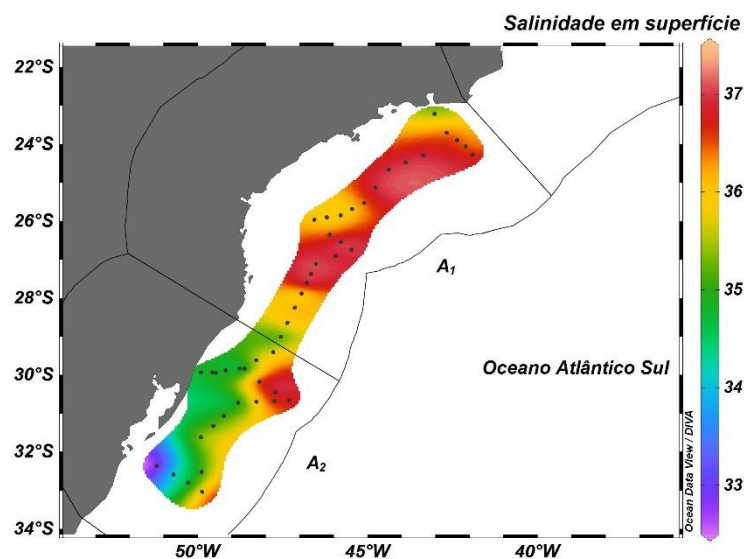
Figura 14: Gráfico de caixa representando as médias dos valores de salinidade obtidos de acordo com a ecorregião.



Legenda: EP = Erro Padrão e DP = desvio padrão

Fonte: A autora, 2016.

Figura 15: Distribuição superficial da concentração de salinidade para a área de estudo dividida nas ecorregiões A₁ e A₂. Os pontos cinzentos representam as estações de amostragem.



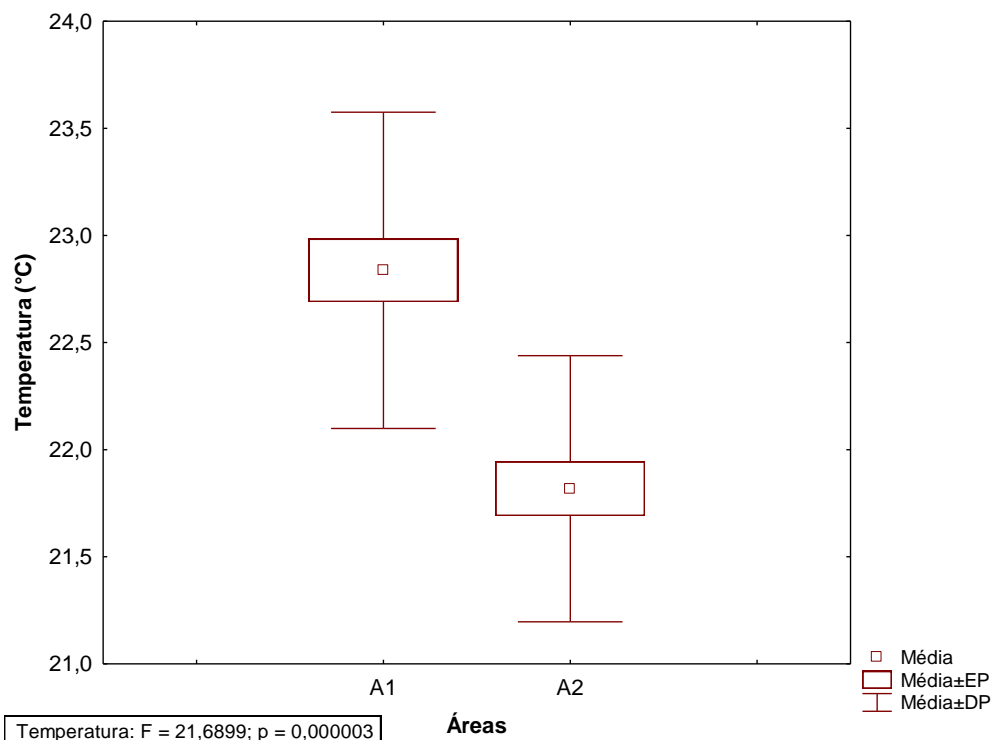
Nota: Mapa preparado com o programa Ocean Data View (Schlitzer (2016)).

Fonte: A autora, 2016.

4.1.2 Temperatura

Situado numa região onde o clima varia de tropical a subtropical, caracterizando primaveras mais quentes e chuvosas no primeiro e primaveras com chuvas regulares e temperaturas mais amenas que o verão no segundo, as águas superficiais tiveram temperatura média de 21,81°C na A₂ e de 22,78°C na A₁ (figura 16). As médias encontradas para as ecorregiões A₁ e A₂ são estatisticamente diferentes.

Figura 16: Gráfico de caixa representando os valores de temperatura obtidos de acordo com a ecorregião.



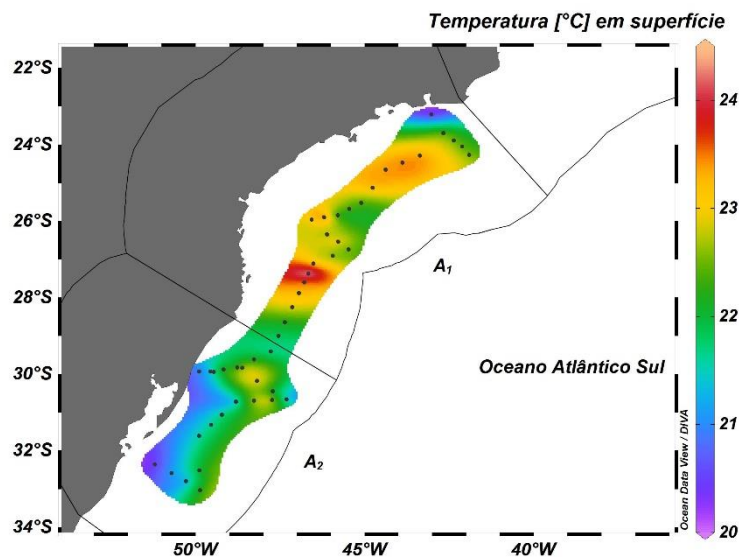
Legenda: EP = Erro Padrão e DP = desvio padrão

Fonte: A autora, 2016.

Além da região A₂ ter como característica menor temperatura superficial, essa área apresenta provável influência da pluma da Lagoa dos Patos e do Rio da Prata e da Frente Subtropical (figura 17).

A amplitude de temperatura (3,98°C) encontrada na A₁ pode ser explicada pela influência da ressurgência de Cabo Frio e da presença da TA em superfície, presentes no entorno da primeira estação. A menor temperatura superficial (20,43°C) da região A₁ foi medida no primeiro ponto de coleta (estação 1), próximo à zona sob influência da ressurgência de Cabo Frio. Pelas propriedades físicas analisadas (temperatura 20,43°C e salinidade 35,47) da água, a água superficial provavelmente era uma mistura de TA e ACAS, e em razão disso explica-se a discrepância deste ponto com os outros dados coletados mais próximos.

Figura 17: Distribuição superficial da temperatura ($^{\circ}\text{C}$) para a área de estudo dividida nas ecorregiões A_1 e A_2 . Os pontos cinzentos representam as estações de amostragem.



Nota: Mapa preparado com o programa Ocean Data View (Schlitzer (2016)).

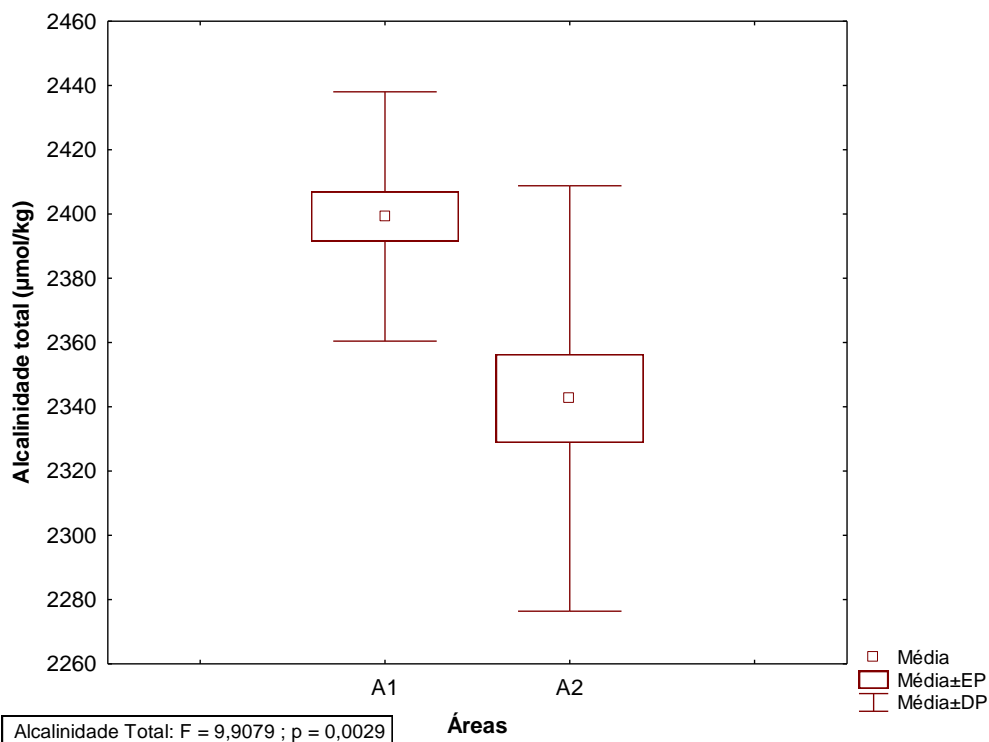
Fonte: A autora, 2016.

4.1.3 Alcalinidade Total

Em geral, no oceano Atlântico a A_T varia de 2180 a 2450 $\mu\text{mol/kg}$ (MILLERO *et al.*, 1998). Em relação a A_T , observa-se maior amplitude (286,78 $\mu\text{mol/kg}$) dos valores da A_T na área A_2 e a maior média (2394,17 $\mu\text{mol/kg}$) é encontrada na área A_1 (figura 18). A concentração A_T em superfície variou concomitantemente a salinidade em superfície, e valores mais baixos de A_T foram encontrados ao sul de 28°S. Novamente houve diferença significativa entre as médias encontradas para as ecorregiões.

A maior média em A_1 pode ser explicada pela influência da TA. Por estar positivamente relacionada à salinidade é provável que os altos valores de salinidade encontrados na TA sejam responsáveis pelos valores observados da A_T nesta região. O primeiro ponto de amostragem (estação 1), teve o menor valor da área A_1 da A_T (2337,61 $\mu\text{mol/kg}$) e o menor valor da salinidade (35,47). Possivelmente esses valores foram encontrados devido a mistura da TA e da ACAS observada nesse local (figura 19).

Figura 18: Gráfico de caixa representando os valores de A_T obtidos de acordo com a localização.

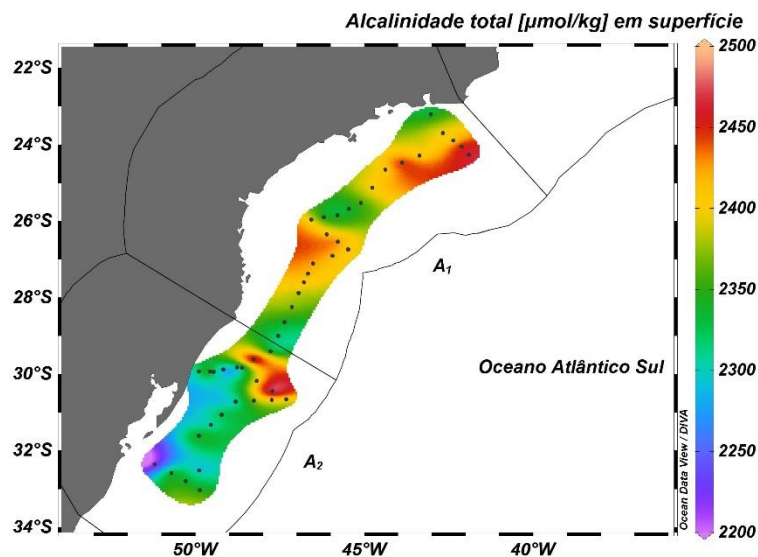


Legenda: EP = Erro Padrão e DP = desvio padrão

Fonte: A autora, 2016.

A entrada de água doce reduz a A_T (ZEEBE, 2012). Essa explicação pode, presumivelmente, ser dada para a amplitude na área A2 e para o mínimo encontrado na última estação, sob influência da pluma Patos/Prata (salinidade = 32,79), o que ocasionou a redução dos valores de A_T . O estudo recente de Fry *et al.* (2015) sobre a distribuição da A_T superficial, utilizando diferentes conjuntos de dados de garrafa, também relata valores semelhantes para o gradiente latitudinal decrescente no Atlântico Sul.

Figura 19: Distribuição superficial da concentração de A_T ($\mu\text{mol/kg}$) para a área de estudo dividida nas ecorregiões A_1 e A_2 . Os pontos cinzentos representam as estações de amostragem.



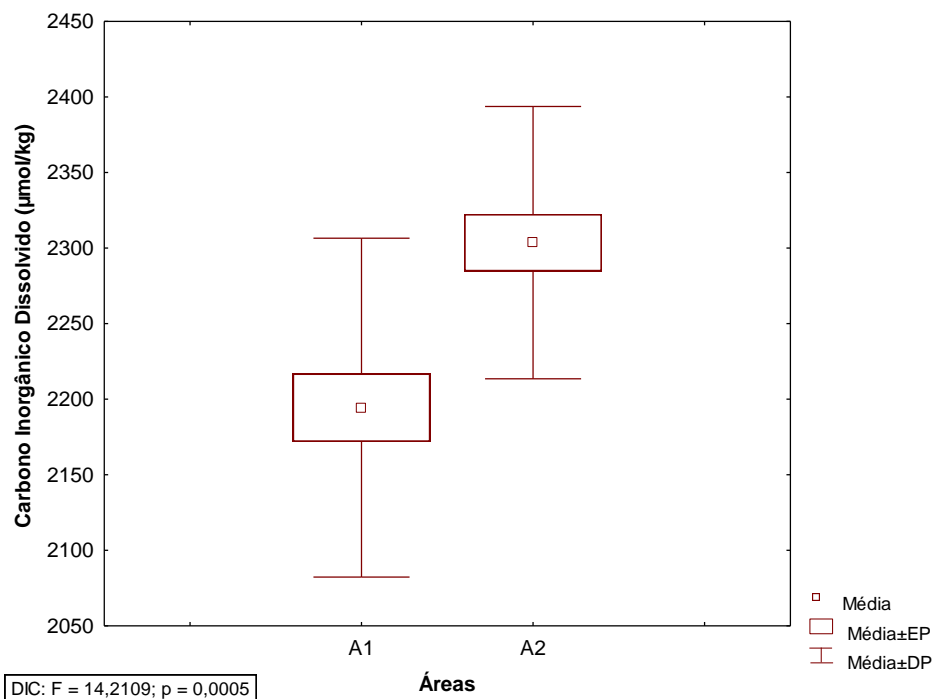
Nota: Mapa preparado com o programa Ocean Data view (Schlitzer (2016)).

Fonte: A autora, 2016.

4.1.4 Carbono Inorgânico Dissolvido

Observando a figura 20, nota-se maior amplitude ($431 \mu\text{mol/kg}$) na área A_1 . Entretanto, a A_2 apresenta maior média ($2306,99 \mu\text{mol/kg}$) do que a A_1 ($2193,93 \mu\text{mol/kg}$). Assim como nas outras variáveis, houve diferença significativa entre as médias de DIC das ecorregiões A_1 e A_2 .

Figura 20: Gráfico de caixa representando os valores de DIC obtidos de acordo com a localização.

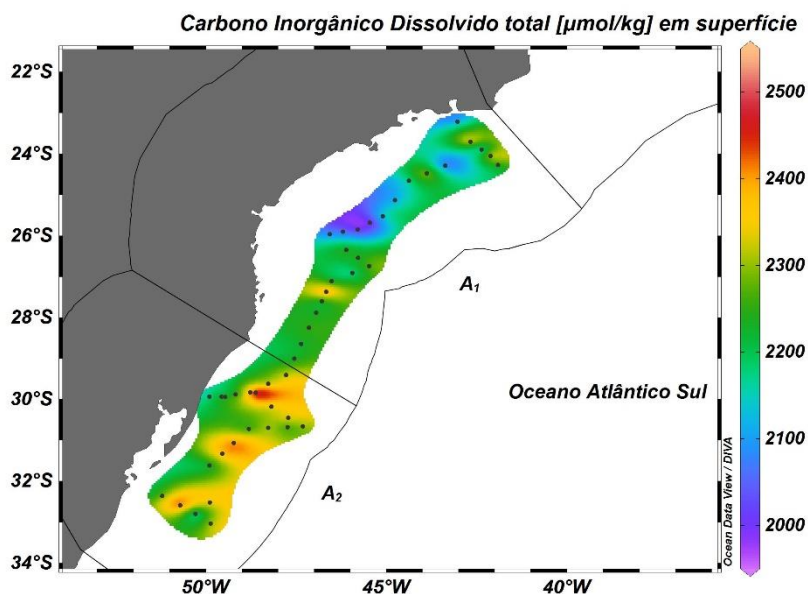


Legenda: EP = Erro Padrão e DP = desvio padrão

Fonte: A autora, 2016.

A A₂ apresenta as menores temperaturas quando comparadas com A₁. Temperatura e salinidade mais baixas aumentam a solubilidade do CO₂ atmosférico, o que eleva a concentração de DIC (ZEEBE, 2012). Além das estações mais próximas a costa também estarem englobadas na segunda região, a A₂ apresenta temperaturas e salinidades mais baixas (figura 21).

Figura 21: Distribuição superficial da concentração de DIC ($\mu\text{mol/kg}$) para a área de estudo dividida nas ecorregiões A₁ e A₂. Os pontos cinzentos representam as estações de amostragem.



Nota: Mapa preparado com o programa Ocean Data view (Schlitzer (2016)).

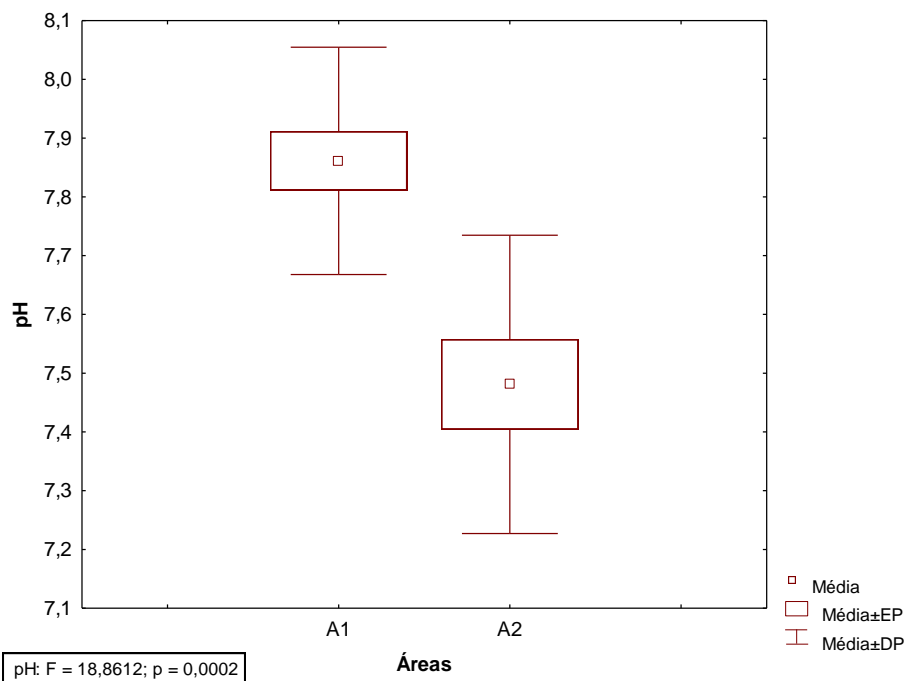
Fonte: A autora, 2016.

4.1.5 pH

Apesar de apresentar algumas poucas estações próximas a costa, de uma maneira geral, a região estudada é caracterizada por estar em ambiente de quebra de plataforma continental e talude. A água do mar apresenta pH oscilando em torno de 8,2. Essa característica é estabelecida, principalmente, pela presença do CO_2 . Valores de pH abaixo de 8,20, geralmente, estão associados a entrada de água doce, degradação de matéria orgânica e respiração (NIENCHESKI, 1999).

O pH variou de 7,46 a 8,13 na área A₁ e de 7,05 a 7,89 na área A₂ (figura 22). Desse modo houve diferenças significativas de pH entre as áreas. Em sua maioria, as amostras da área A₁ (média 7,86) apresentaram maior valor de pH em relação à área A₂ (média 7,48). A menor média apresentada em A₂, possivelmente, se deve à entrada da pluma da Lagoa dos Patos e do rio da Prata, uma vez que a contribuição de águas continentais reduz o pH (figura 23). Entre os parâmetros pH e salinidade, observa-se uma correlação positiva ($r=0,5680$), comprovando a hipótese de que águas mais salinas apresentam maiores valores de pH.

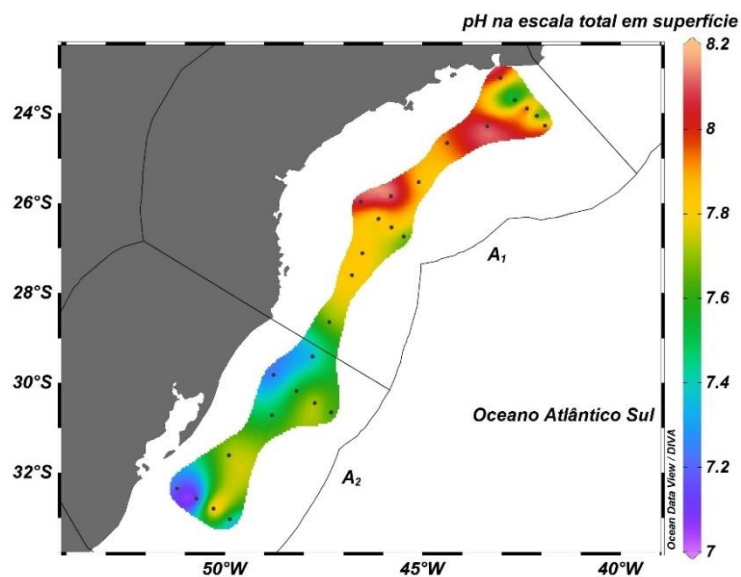
Figura 22: Gráfico de caixa representando os valores das médias de pH em cada ecorregião.



Legenda: EP = Erro Padrão e DP = desvio padrão

Fonte: A autora, 2016.

Figura 23: Distribuição superficial do pH para a área de estudo dividida nas ecorregiões A₁ e A₂. Os pontos cinzentos representam as estações de amostragem.



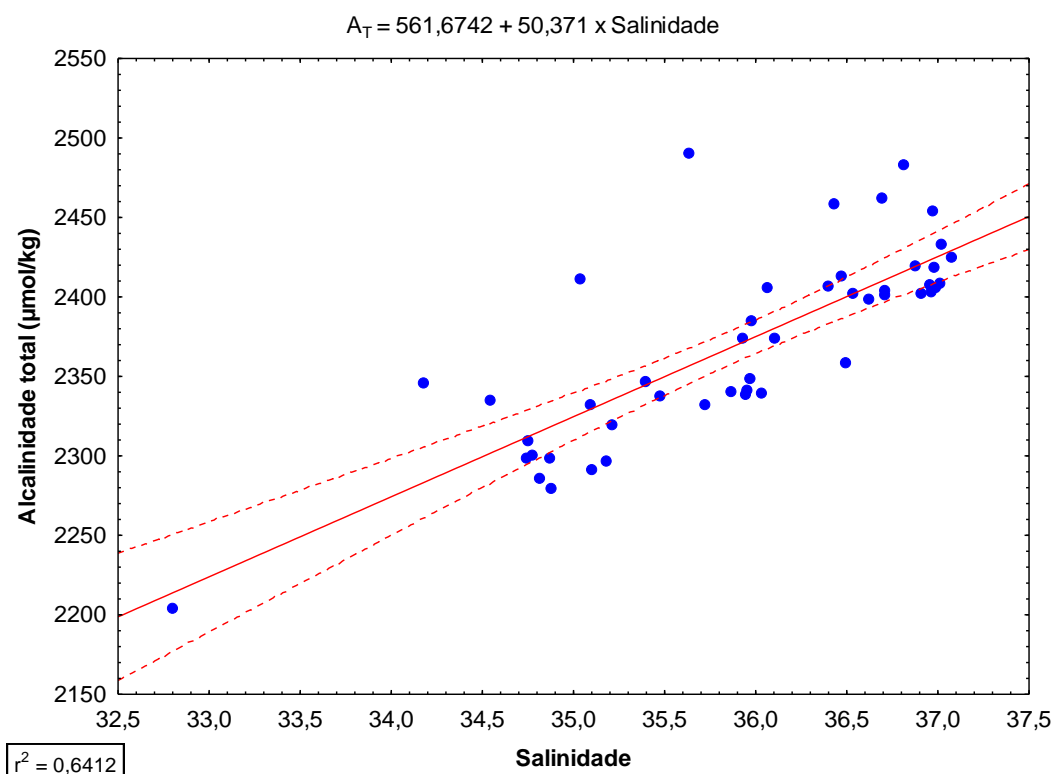
Nota: Mapa preparado com o programa Ocean Data view (Schlitzer (2016)).

Fonte: A autora, 2016.

4.2 Salinidade *versus* Alcalinidade total

Como citado na fundamentação teórica, a relação entre a A_T e a salinidade é dada como linear. Através das análises estatísticas, é vista uma relação linear positiva entre a salinidade e a A_T (figura 24). A relação matemática mais simples é a regressão linear que pode ser usada para fins de previsão (BORRADAILE, 2003).

Figura 24: Gráfico de dispersão mostrando a relação Salinidade x A_T dos dados do projeto EstArte Sul com intervalo de confiança de 95%.



Fonte: A autora, 2016.

A equação para esta função é dada por:

$$AT = 561,67 + 50,37 \times \text{Salinidade} \quad (9)$$

Sendo $r^2 = 0,6412$ e $N = 47$.

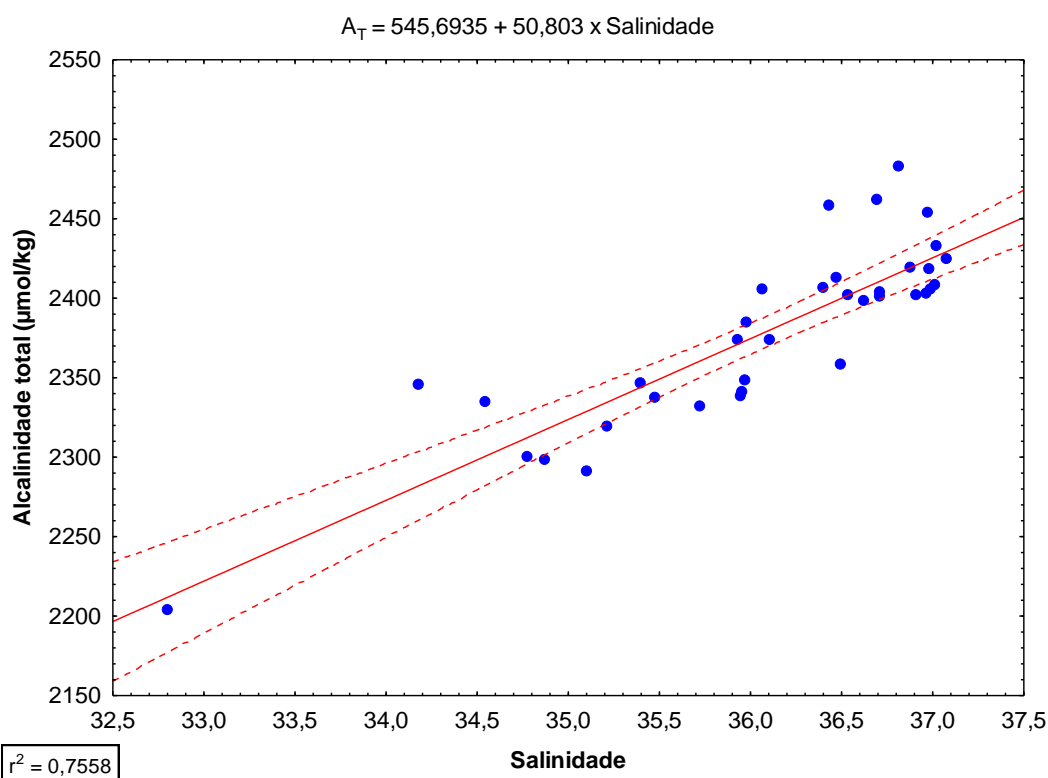
Onde: AT = alcalinidade total;

r^2 = coeficiente de determinação;

N = número de elementos.

Uma vez que alguns pontos da figura 25 ficaram afastados da reta, optou-se por retirar as estações com profundidade menor ou igual a 250m que tiveram amostras de água coletada pelo medidor contínuo de CO₂ para observar as diferenças e ver quais mudanças aconteceriam na função (figura 26). Nesse contexto, as estações retiradas foram as de número 9, 11, 13, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 40 e 41, totalizando 11 estações.

Figura 25: Gráfico de dispersão mostrando a relação Salinidade x A_T dos dados do projeto EstArte Sul excluindo 11 estações (9, 11, 13, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 40 e 41) com intervalo de confiança de 95%.



Fonte: A autora, 2016.

A equação para esta função é dada por:

$$AT = 545,69 + 50,80 \times \text{Salinidade} \quad (10)$$

Sendo $r^2 = 0,7558$ e $N = 36$.

Onde: AT = alcalinidade total;

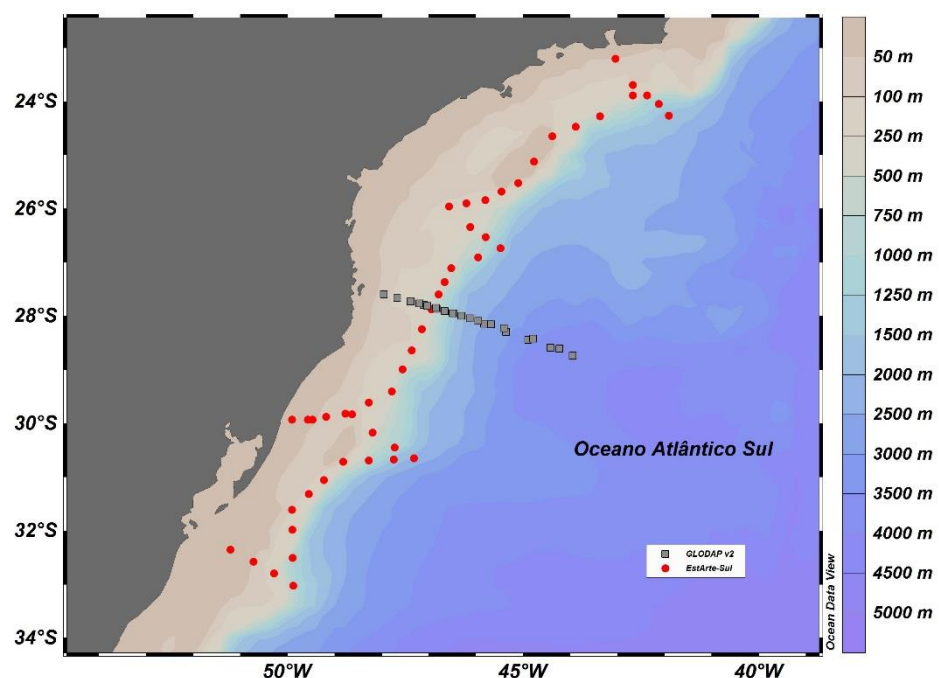
r^2 = coeficiente de determinação;

N = número de elementos.

Comparando as equações 9 e 10, nota-se que os pontos restantes da figura 25 ficaram mais próximos à reta se comparados aos da figura 24. A angulação, observada através do coeficiente angular, do gráfico da nova equação do EstArte-Sul (equação 10) e a angulação de todos os dados do cruzeiro do EstArte-Sul (equação 9) é praticamente a mesma. Entretanto, o nível de dependência entre as variáveis, apontado pelo r^2 , é maior na equação 10. Na regressão linear com todos os dados, o r^2 indica aproximadamente 64% de dependência entre a salinidade e a A_T , enquanto na nova equação os parâmetros apresentam 75% de dependência. Ou seja, 64% da variação que ocorre com a A_T na amostragem do EstArte-Sul é atribuível à relação linear com a salinidade.

Para comparação dos dados desta coleta foram usados dados da base de dados do GLODAP v2 dos anos de 2003 e 2011 disponíveis para o mês de outubro. Todos os dados do GLODAP estão dentro da região da campanha oceanográfica feita pelo cruzeiro EstArte-Sul (figura 26).

Figura 26: Localização dos dados em superfície da base de dados GLODAP v2 correspondente à área de estudo e ao período amostrado durante a campanha EstArte-Sul. Pontos vermelhos indicam as estações de amostragem do EstArte-Sul e triângulos cinza para as estações do GLODAP v2.



Fonte: A autora, 2016.

A equação 11 para a função dos dados GLODAP v2 é dada a seguir:

$$AT = 328,91 + 56,60 \times \text{Salinidade} \quad (11)$$

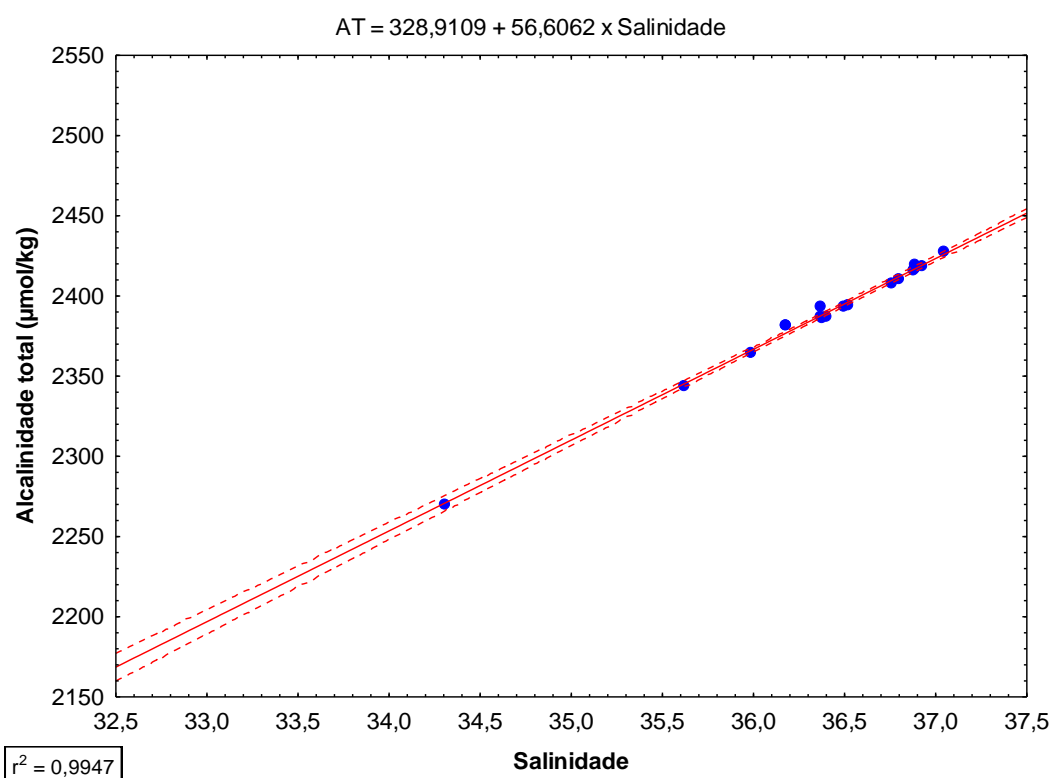
Sendo $r^2 = 0,9947$ e $N = 18$.

Onde: AT = alcalinidade total;

r^2 = coeficiente de determinação;

N = número de elementos.

Figura 27: Gráfico de dispersão mostrando a relação Salinidade x A_T da base de dados do GLODAP v2 com intervalo de confiança de 95%.



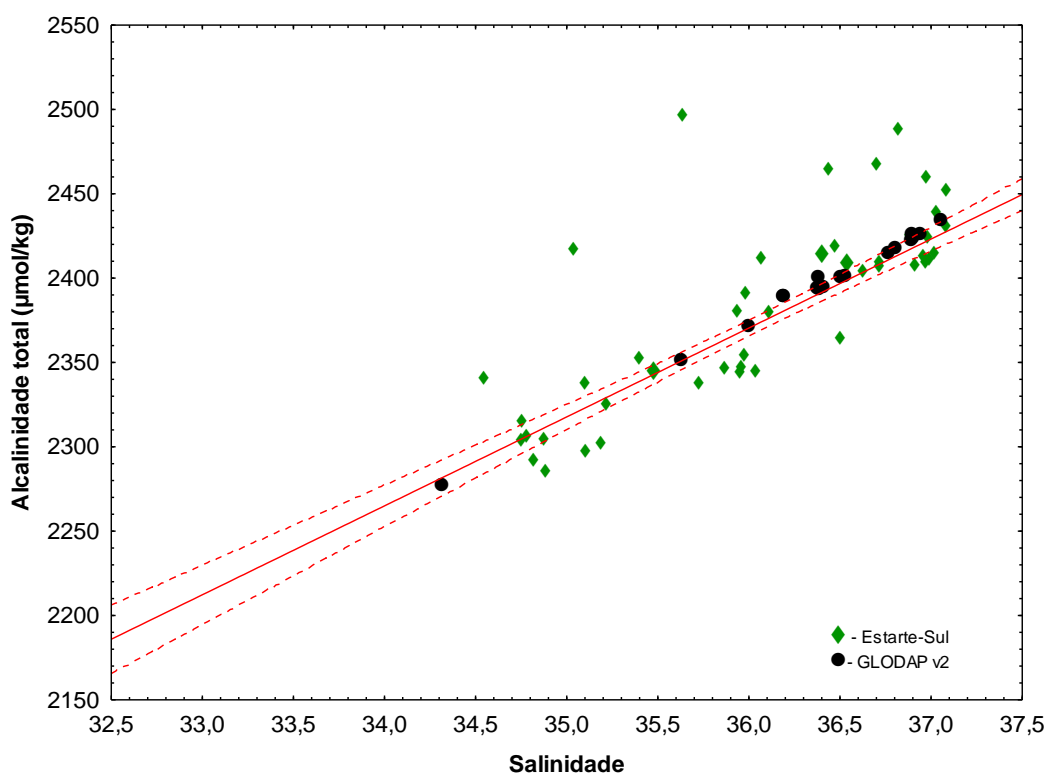
Fonte: A autora, 2016.

Comparando os dados da campanha do EstArte-Sul com dados da base de dados do GLODAP v2 (figura 27), nota-se que as diferenças entre os dois são causadas devido à proximidade da costa de alguns pontos da amostragem feita do EstArte-Sul. O EstArte-Sul apresenta uma malha amostral mais abrangente do que o GLODAP. Na equação 11, o nível de dependência entre as variáveis é de 99%. O coeficiente de determinação sugere que a relação

salinidade e A_T da nova relação do EstArte-Sul (equação 10) é mais robusta do que a relação de todos os dados do EstArte-Sul (equação 9).

Apesar dos dados do GLODAP v2 localizarem-se em um transecto perpendicular à costa e coincidirem em apenas um ponto com a malha da amostragem EstArte-Sul, os dados plotados se encontram na mesma faixa de variabilidade dos dados do EstArte-Sul (figura 28). Isto torna possível a comparação entre todos os dados.

Figura 28: Gráfico de dispersão mostrando a relação Salinidade x A_T dos dados do EstArte-Sul e do GLODAP v2 juntos. Losangos verdes indicam os dados da amostragem do EstArte-Sul e círculos pretos representam os dados da base de dados do GLODAP v2.



Fonte: A autora, 2016.

Ao comparar a equação dos dados do cruzeiro EstArte-Sul com a equação 12 encontrada por Millero *et al.* (1998) para o oceano Atlântico (figura 6), observa-se maior semelhança entre a angulação das retas da relação das equações 9 e 10 do que a equação 11.

$$AT = 520,10 + 51,24 \times \text{Salinidade} \quad (12)$$

Onde: AT = alcalinidade total;

4.2.1 Ecorregiões

Analisando a relação através das ecorregiões, tem-se as equações 13 e 14, respectivamente a A_1 e A_2 :

$$AT = 250,95 + 58,78 \times \text{Salinidade} \quad (13)$$

Sendo $r^2 = 0,5961$ e $N = 25$.

Onde: AT = alcalinidade total;

r^2 = coeficiente de determinação;

N = número de elementos.

$$AT = 456,55 + 53,47 \times \text{Salinidade} \quad (14)$$

Sendo $r^2 = 0,5640$ e $N = 22$.

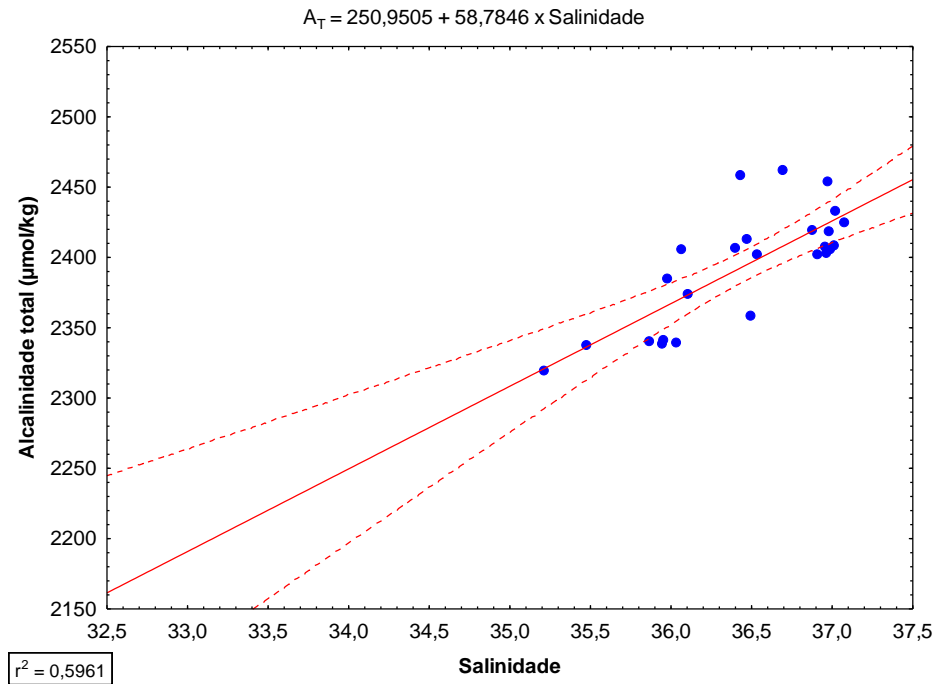
Onde: AT = alcalinidade total;

r^2 = coeficiente de determinação;

N = número de elementos.

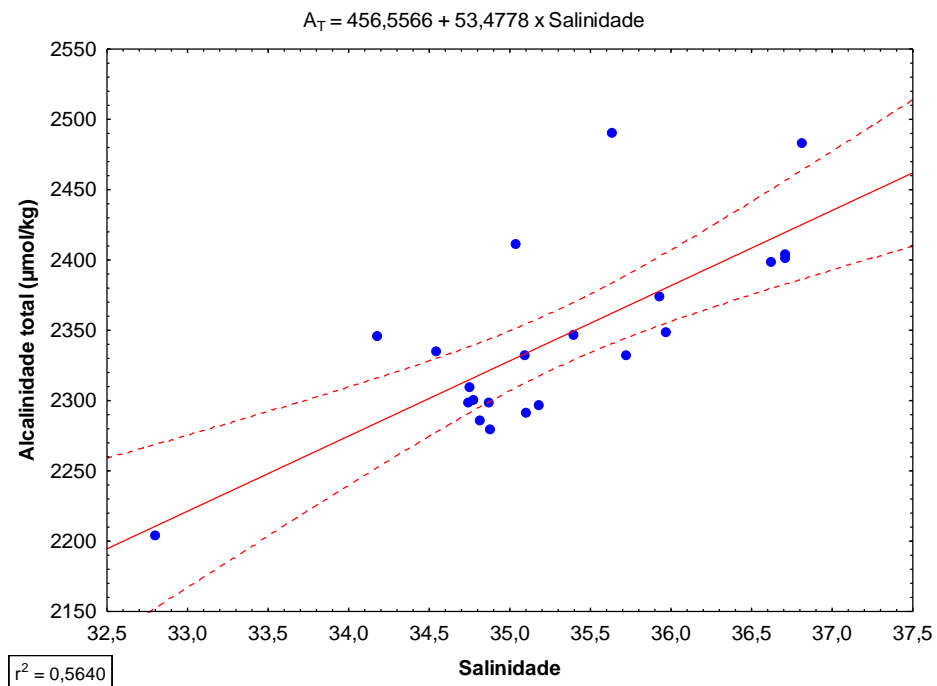
Ao separar as relações em ecorregiões, nota-se que o nível de dependência entre as variáveis é maior na ecorregião A_1 (59%) (figura 29) do que em A_2 (56%) (figura 30). Ou seja, 59% da variação que ocorre com a A_T em A_1 é atribuível a relação linear com a salinidade. O mesmo pode-se dizer para a variação da A_T em A_2 . A angulação, vista através do coeficiente angular, é maior na equação 13 do que na equação 14.

Figura 29: Gráfico de dispersão mostrando a relação Salinidade x A_T dos dados correspondentes a ecorregião A_1 do projeto EstArte Sul com intervalo de confiança de 95%.



Fonte: A autora, 2016.

Figura 30: Gráfico de dispersão mostrando a relação Salinidade x A_T dos dados correspondentes a ecorregião A_2 do projeto EstArte Sul com intervalo de confiança de 95%.



Fonte: A autora, 2016.

Do mesmo modo, retirou-se os mesmos pontos com profundidade menor ou igual 250m que tiveram amostras coletas pelo medidor contínuo de CO₂ das ecorregiões A₁ e A₂ e obteve-se as seguintes relações (equações 15 e 16, respectivamente):

$$AT = 359,00 + 55,90 \times \text{Salinidade} \quad (15)$$

Sendo $r^2 = 0,5706$ e $N = 22$.

Onde: AT = alcalinidade total;

r^2 = coeficiente de determinação;

N = número de elementos.

$$AT = 581,73 + 49,81 \times \text{Salinidade} \quad (16)$$

Sendo $r^2 = 0,7660$ e $N = 14$.

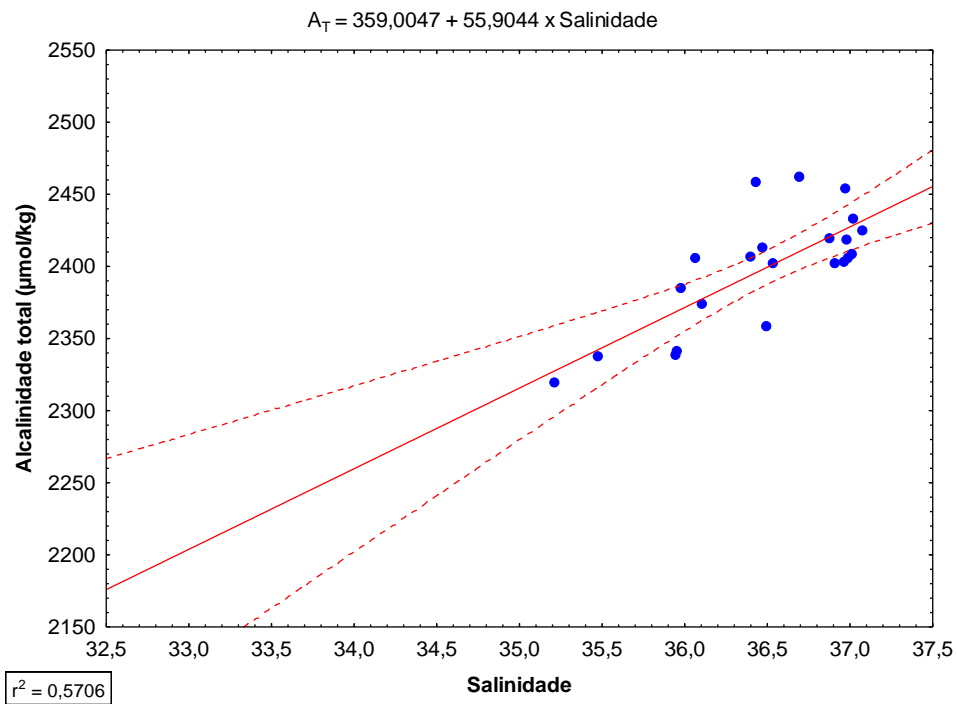
Onde: AT = alcalinidade total;

r^2 = coeficiente de determinação;

N = número de elementos.

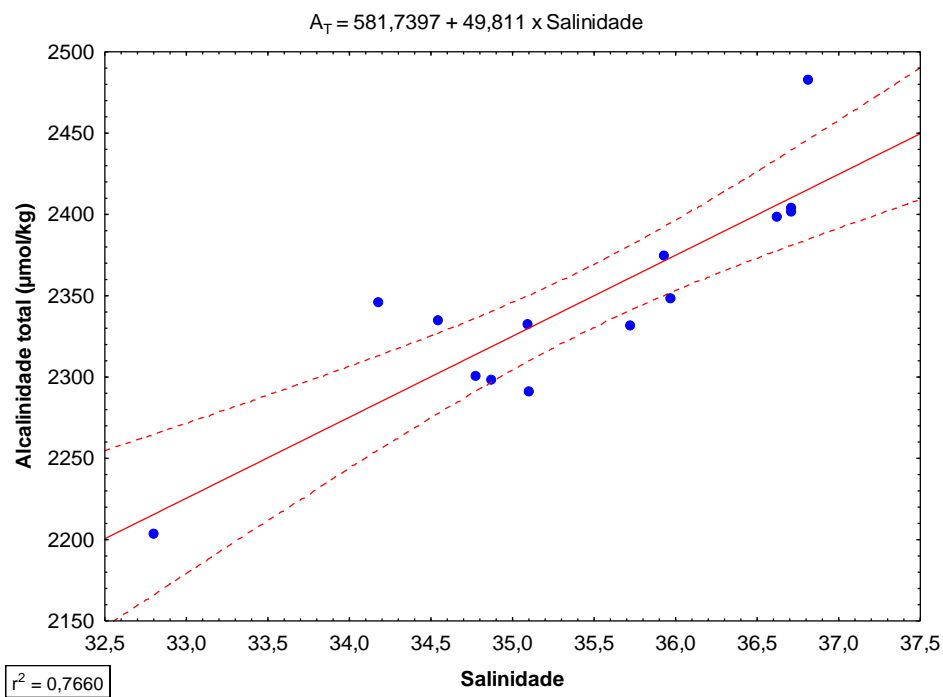
Houve uma redução de 2% do nível de dependência entre as variáveis na ecorregião A₁ (figura 31) quando comparado com r^2 da equação 13, enquanto na ecorregião A₂ houve um aumento de 20% do nível comparado com a equação 14 (figura 32). A angulação é maior na equação 13.

Figura 31: Gráfico de dispersão mostrando a relação Salinidade x A_T dos dados da nova equação correspondentes a ecorregião A₁ do projeto EstArte Sul com intervalo de confiança de 95%.



Fonte: A autora, 2016.

Figura 32: Gráfico de dispersão mostrando a relação Salinidade x A_T dos dados da nova equação correspondentes a ecorregião A₁ do projeto EstArte Sul com intervalo de confiança de 95%.



Fonte: A autora, 2016.

4.2.2 Aplicação do Modelo

Na tabela 3 são apresentadas as equações geradas no capítulo 3.2.:

Tabela 3: Números e equações apresentadas no capítulo 3.2.:

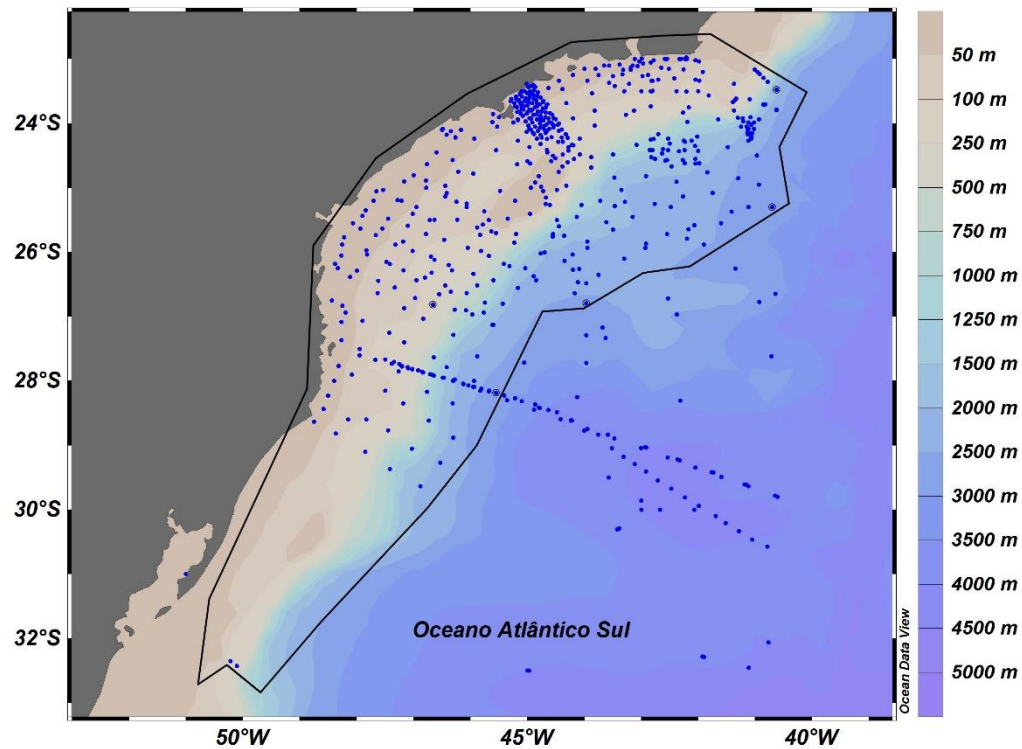
Número da Equação	Equação	Referência
9	$AT = 561,67 + 50,37 \times \text{Salinidade}$	-
10	$AT = 545,69 + 50,80 \times \text{Salinidade}$	-
11	$AT = 328,91 + 56,60 \times \text{Salinidade}$	GLODAP v2
12	$AT = 520,10 + 51,24 \times \text{Salinidade}$	Millero <i>et al.</i> (1998)

Legenda: AT = alcalinidade total

Fonte: A autora, 2016.

Afim de validar a equação 10 como modelo, foram usados dados de salinidade e temperatura superficiais do conjunto de dados WOD13 da plataforma continental sul e sudeste brasileira entre a faixa de latitude de 20°S a 33°S e 40°W a 52°W. Os modelos foram aplicados para todos os 1223 dados superficiais de salinidade da coleção WOD13 (N = 1223), porém só foram consideradas 1138 estações (N = 1138) localizadas dentro da área de estudo (representada por um polígono de contorno preto na figura 33). Não há uma distribuição temporal e espacial uniforme dos dados disponíveis no WOD13 para a região

Figura 33: Área de estudo (dentro do polígono) com as estações de amostragem em superfície representadas em pontos azuis. Dados disponíveis do *World Ocean Data base* v.2013 (WOD13 - <https://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD13/>). Foram considerados apenas as estações de amostragem dentro do polígono (N=1138).

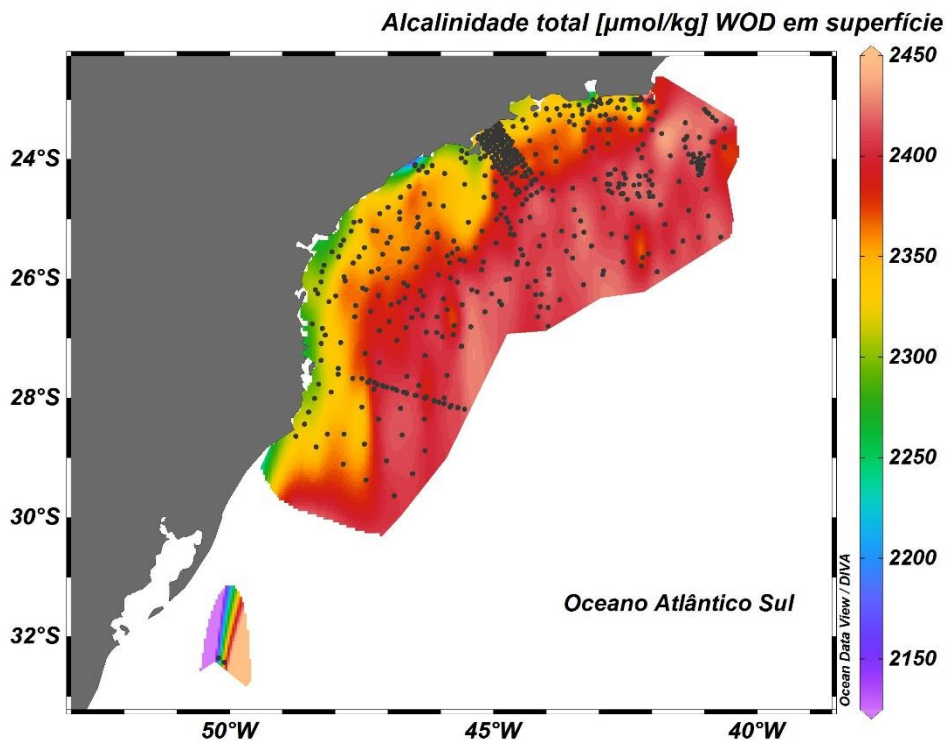


Nota: Mapa preparado com o programa Ocean Data view (Schlitzer (2016)).

Fonte: A autora, 2016.

Ao aplicar a equação 10 para os dados do WOD 13, tem-se a seguinte distribuição superficial da A_T (figura 34):

Figura 34: Distribuição em superfície da A_T a partir da salinidade com o modelo EstArte-Sul (equação 10) para os dados do WOD 13. Os pontos pretos representam as estações de amostragem.



Nota: Mapa preparado com o programa Ocean Data view (Schlitzer (2016)).

Fonte: A autora, 2016.

Ao estimar a A_T a partir da equação 10, os resultados sugerem um gradiente crescente da A_T na direção região costeira - plataforma continental. Os dados do WOD 13 foram obtidos entre os anos de 1985 e 2011, com a maior parte dos dados concentrados na década de 80. A relação positiva observada na equação 10 para os dados do WOD 13 é um fato já reportado por diversos estudos nos quais foram verificadas relações positivas entre estas variáveis (e.g. LEE *et al.* (2006) e CARTER *et al.* (2016)).

A relação mais comum, dentre as estudadas neste trabalho, é a relação linear entre a salinidade e a A_T . Lee *et al.* (2006) usaram o polinômio de segunda ordem com os dados do GLODAP para estimar a A_T a partir de salinidade e temperatura e Fine *et al.* (2017) aplicaram a equação encontrada por Lee *et al.* (2006) para os dados de salinidade do *Aquarius* (satélite da NASA) 4.0, os dados modelados de temperatura da superfície do mar de Reynolds versão 2 (REYNOLDS *et al.*, 2002) e do WOD. Mesmo com perfis diferentes de equações, é possível compará-las através das relações encontradas, uma vez que ambos aplicam seus modelos para

o hemisfério sul. Na literatura são pouco encontrados trabalhos na região oceânica do Atlântico Sul que relacionem esses parâmetros.

De acordo com o relatado nos trabalhos citados acima, observou-se uma relação positiva entre a salinidade e A_T . Fine *et al.* (2017) encontraram a A_T altamente correlacionada de forma positiva com a salinidade do *Aquarius* (aproximadamente 94%).

4.3 Temperatura versus Alcalinidade total

Temperatura e A_T são variáveis independentes entre si (FRIIS *et al.*, 2003). Por isso foi feita apenas a correlação entre ambas, indicada pelo coeficiente de correlação r . Para os dados de todas as estações do EstArte-Sul foi encontrada uma correlação de 54% ($r = 0,5405$).

Por ter sido feita a retirada das estações 9, 11, 13, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 40 e 41 da amostragem inicial do EstArte-Sul na outra relação, fez-se a exclusão do mesmo modo nessa regressão para observar o que aconteceria com a correlação. Houve um aumento de 12% no grau de relação entre as variáveis com $r = 0,6607$. Já com os dados da base de dados do GLODAP v2 há uma correlação de apenas 14% ($r = 0,1401$).

4.3.1 Ecorregiões

Ao analisar a correlação através das ecorregiões, tem-se as seguintes relações para temperatura x A_T a ecorregião A_1 e A_2 respectivamente, 43% ($r = 0,4372$) e 41% ($r = 0,4111$). Ao retirar os mesmos pontos das relações anteriores das ecorregiões A_1 e A_2 , observa-se um aumento de 11% no grau de relação de A_1 com $r = 0,5489$ e também um aumento de 21% com $r = 0,6222$ no grau de relação de A_2 .

Na literatura é mais comum encontrar a relação entre a A_T e salinidade do que A_T e temperatura, entretanto Lee *et al.* (2006) utilizaram de um polinômio de segunda ordem onde é possível ver a relação entre A_T e temperatura superficial e Fine *et al.* (2017) utilizam também dessa relação.

Fine *et al.* (2017) encontraram uma relação mais forte entre a A_T e a salinidade (aproximadamente 94%) do que a A_T e a temperatura (aproximadamente 21%), o mesmo que foi observado no presente trabalho.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Na maior parte da área de estudo, tanto a temperatura da superfície quanto a salinidade apresentaram valores característicos da TA. Os parâmetros caracterizados pH e A_T apresentam influência da salinidade. A correlação positiva e significativa do pH e da salinidade comprova a ideia de que águas mais salinas apresentam maiores valores de pH. Já a variabilidade espacial da A_T ocorre, principalmente, devido à variabilidade na salinidade. Outros fatores (por exemplo, a temperatura) não influenciam a A_T , sua variação é atribuída exclusivamente à diluição. Nota-se também uma forte atuação da pluma da Lagoa dos Patos e do Rio da Prata na região sul no período de amostragem, caracterizada como ecorregião A₂.

Este trabalho demonstra como um modelo de equações de superfície da A_T em função da salinidade e da temperatura fornecem mais um meio de examinar as mudanças globais no sistema de CO₂. As relações encontradas revelam que a salinidade explica ~ 76% da variabilidade da A_T e a temperatura apresenta um grau de relação de 66% com a A_T .

Estações mais próximas à costa são mais variáveis, portanto, criar este tipo de modelo requer mais pontos remotos localizados no oceano aberto. Assim como modelos mais gerais podem não capturar completamente a influência de processos mais regionais dentro da mesma área de estudo, como Millero *et al.* (1998) observaram. Outros bancos de dados (GLODAP v2 e WOD13) fornecem poucos pontos de superfície de salinidade para a relações salinidade e A_T e temperatura e A_T . Isso não permitiu testar se há uma variabilidade sazonal da A_T superficial nesta região. No entanto, esta é uma primeira tentativa de descrever o controle da salinidade e da temperatura na A_T para a margem do sul do oceano Atlântico e melhorar o conhecimento sobre os parâmetros do sistema de carbonato marinho nesta região.

REFERÊNCIAS

- AGOSTINHO, A. A.; JUNIOR, H. F. J.; BORGHETTI, J. R. Considerações sobre os impactos dos represamentos da ictiofauna e medidas para a sua atenuação. Um estudo de caso: Reservatório de Itaipu. **Revista UNIMAR**, v. 14, p. 89-107, 1992.
- ASSIREU, A. T. **Estudo das características cinemáticas e dinâmica das águas de superfície do Atlântico Sul Ocidental a partir de derivadores rastreados por satélite**. Tese. Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 2003.
- BATES, N. R.; SAMUELS, L.; MERLIVAT, L. Biogeochemical and physical factors influencing seawater $f\text{CO}_2$ and air-sea CO_2 exchange on the Bermuda reef. **Limnology and oceanography**, v. 46, p. 833-846, 2001.
- BONOU, F. K.; NORIEGA, C.; LEFEVRE, N.; ARAUJO, M. Distribution of CO_2 parameters in the Western Tropical Atlantic Ocean. **Dynamics of atmospheres and ocean**, v. 73, p. 47-60, 2016.
- BORRADAILE, G. J. **Statistics of earth science data: their distribution in space, time and orientation**. Springer, 2003.
- BOYER, T.P., ANTONOV, J.I., BARANOVA, O.K., COLEMAN, C., GARCIA, H.E., GRODSKY, A., JOHNSON, D.R., LOCCARNINI, R.A., MISHONOV, A. V., O'BRIEN, T.D., PAYER, C.R., REAGAN, J.R., SEIDOV, D., SMOLYAR, I. V., ZWENG, M.M. World Ocean Database 2013, in: Levitus, S., Mishonov, A. (Eds.), **NOAA Atlas NESDIS 72**. NOAA, Silver Spring, p. 209, 2013.
- BRIGGS, J. C. **Marine Zoogeography**. McGraw-Hill, 1974
- BRIGGS, J. C. **Global Biogeography**. Elsevier, 1995.
- CARMO, A. B. **Análise espacial do crescimento de *Maurolicus stehmanni* (Teleostei: Sternoptychidae) na região sudeste-sul do Brasil, utilizando a microestrutura, a morfologia e a ontogenia dos Otólitos *Sagittae***. Dissertação. Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 2008.
- CARTER, B. R.; FROLICHER, T. L.; DUNNE, J. P.; RODGERS, K. B.; SLATER, R. B.; SARMIENTO, J. L. When can ocean acidification impacts be detected from decadal alkalinity measurements? **Global Biogeochemical Cycles**, v. 30, p. 595-612, 2016.

CASTELÃO, R. M. Sea Surface Temperature and Wind Stress Curl Variability near a Cape. **Journal Physical Oceanography**, v. 42, p. 2073–2087, doi:10.1175/JPO-D-11-0224.1, 2012.

CASTELÃO, R. M.; MOLLER, O. O. JR. Sobre a circulação tridimensional forçada por ventos na Lagoa dos Patos. **Atlântica**, v.25, p. 91-106, 2003.

CASTRO, B. M.; LORENZZETTI, J. A.; SILVEIRA, I. C. A.; MIRANDA, L. B. Estrutura termohalina e circulação na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). In: **O ambiente oceanográfico da plataforma continental e do talude na região sudeste-sul do Brasil**. Editora da Universidade de São Paulo, 109 p., 2006.

CHAPE, S.; HARRISON, J.; SPALDING, M.; LYSENKO, I. Measuring the extent and effectiveness of protected areas as an indicator for meeting global biodiversity targets. **Proceedings of the Royal Society**, v. 360, p. 443–455, 2005.

CHESTER, R. **Marine Geochemistry**. Blackwell Science, 2000.

CHURCH, J. A.; WHITE, N. J. Sea-Level Rise from the Late 19th to the Early 21st Century. **Surv. Geophysical**, v. 32, p. 585–602, 2011.

CORDEIRO, S. H.; LORSCHETTER, M. L. Palynology of Lagoa dos Patos sediments, Rio Grande do Sul, Brazil. **Journal of Paleolimnology**, v. 10, p. 35-42, 1994.

COSSARINI, G.; LAZZARI, P.; SOLIDORO, C. Spatiotemporal variability of alkalinity in the Mediterranean Sea. **Biogeosciences**, v. 12, p. 1647-1658, 2015.

DICKSON, A. G. An exact definition of total alkalinity and a procedure for the estimation of alkalinity and total inorganic carbon from titration data. **Deep sea research**, v. 28, p. 609-623, 1981.

DICKSON, A. G.; AFGHAN, J. D.; ANDERSON, G. C. Reference materials for oceanic CO₂ analysis: A method for the certification of total alkalinity. **Marine Chemistry**, v. 80, p. 185–197, 2003.

DICKSON, A. G.; SABINE, C.L.; CHRISTIAN, J. R. **Guide to best practices for ocean CO₂ measurements**. PICES Special Publication 3, 2007.

DONEY, S. C.; FABRY, V. J.; FEELY, R. A.; KLEYPAS, J. A. Ocean Acidification: The Other CO₂ Problem. **Annual Review Marine Science**, v. 1, p. 169-192, 2009.

EGLESTON, E. S.; SABINE, C. L.; MOREL, F. M. M. Revelle revisited: Buffer factors that quantify the response of ocean chemistry to changes in DIC and alkalinity. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 24, p. 1-9, doi:10.1029/2008GB003407, 2010.

EKMAN, S. **Zoogeography of the Sea**. Sidgwick & Jackson, 1953.

EMERSON, S. R.; HEDGES, J. I. **Chemical Oceanography and the Marine Carbon Cycle**. Cambridge University Press, 2008.

EMÍLSSON, I. The shelf and coast waters off Southern Brazil. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, v. 11, n. 2. p. 101-112, 1961.

EVANS, D. L.; SIGNORINI, S. R.; MIRANDA, L. B. A note on the transport of the Brazil Current. **Journal of Physical Oceanography**, v. 13, p. 1732-1738, 1983.

FERREIRA, C. M. A importância da água e sua utilização em ranários comerciais. **Panorama da Aquicultura**, v. 13, p. 15-17, 2003.

FINE, R. A.; WILLEY, D. A.; MILLERO, F. J. Global variability and changes in ocean total alkalinity from Aquarius satellite data. **Geophysical Research Letters**, v. 44, p. 261-267, 2017.

FORBES, E. **Map of the distribution of marine life**. The Physical Atlas of Natural Phenomena, 1856.

FRIIS, K.; KORTZINGER, A.; WALLACE, D. W. R. The salinity normalization of marine inorganic carbon chemistry data. **Geophysical Research Letters**, v. 30, p. 57.1-57.4, 2003.

FRY, C. H.; TYRELL, T.; ACHTERBERG, E. P. Analysis of longitudinal variations in North Pacific alkalinity to improve predictive algorithms. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 30, doi:10.1002/2016GB005398, 2016.

FRY, C. H.; TYRELL, T.; HAIN, M. P.; BATES, N. R.; ACHTERBERG, E. P. Analysis of global surface ocean alkalinity to determine controlling processes. **Marine Chemistry**, v. 174, p. 46-57, 2015.

GRASSHOFF, K.; EHRLARDT, M.; KREMLING, K. **Methods of Seawater Analysis**. Weinheim: Verlag Chemie, p. 419, 1983.

HAIMOVICI, M.; IGNÁCIO, J. M. **Análise das Principais Pescarias Comerciais da Região Sudeste-Sul do Brasil: Dinâmica Populacional das Espécies em Exploração**. Série Documentos REVIZEE: Score Sul, Editora da Universidade de São Paulo, 2005.

HATJE, V.; DA COSTA, M. F.; DA CUNHA, L. C. **Oceanografia e Química: Unindo conhecimentos em prol dos oceanos e da sociedade**, 2013.

HAYDEN, B. P.; RAY, G. C.; DOLAN, R. Classification of coastal and marine environments. **Environmental Conservation**, v. 11, p. 199–207, 1984.

HEDGPETH, J. W. Marine biogeography. **Geological Society of America Memoirs**, v. 67, p. 359-382, 1957.

JIANG, Z.; TYRREL, T.; HYDES, D. J.; DAI, M.; HARTMAN, S. E. Variability of alkalinity and the alkalinity-salinity relationship in the tropical and subtropical surface ocean. **American Geophysical Union**, p. 1-14, 2014.

KEY, R.; OLSEN, A.; VAN HEUVEN, S.; LAUVSET, S. K.; VELO, A.; LIN, X.; SCHIRNICKS, C.; KOZYR, A.; TANHUA, T.; HOPPEMA, M.; JUTTERSTROM, S.; STEINFELDT, R.; JEANSSON, E.; ISHI, M.; PEREZ, F. F.; SUZUKI, T. Global Ocean Data Analysis Project, Version 2 (GLODAPv2), ORNL/CDIAC-162, ND-P093. **Carbon Dioxide Information Analysis Center**, Oak Ridge, Tennessee. doi: 10.3334/CDIAC/OTG.NDP093_GLODAPv2., 2015.

JEVREJEVA, S.; MOORE, J. C.; GRINSTED, A.; WOODWORTH, P. L. Recent global sea level acceleration started over 200 years ago? **Geophysical Research Letter**, v. 35, L08715, 2008.

KJERFVE, B. Comparative oceanography of coastal lagoons. In: **Estuarine variability**. Academic Press, 32 p., 1986.

KJERFVE, B.; RIBEIRO, C. H. A.; DIAS, G. T. M.; FILIPPO, A. M.; QUARESMA, V. S. Oceanographic characteristics of an impacted coastal bay: Baía de Guanabara, Rio de Janeiro, Brazil. **Continental shelf research**, v. 17, p. 1609-1643, 1997.

LÉ QUERÉ, C.; ANDREW, R. M.; CANADELL, J. G.; SITCH, S.; KORSBAKKEN, J. I.; PETERS, G. P. *et al.* Global carbon budget 2016. **Earth Syst. Sci. Data**, v.8, p. 605-649, doi:10.5194/essd-8-605-2016, 2016.

LEE, K.; TONG, L. T.; MILLERO, F. J.; SABINE, C. L.; DICKSON, A. G.; GOYET, C.; PARK, G.; WANNINKHOF, R.; FEELY, R. A.; KEY, R. M. Global relationships of total alkalinity with salinity and temperature in surface waters of the world's ocean. **Geophysical research letters**, v. 33, p. 1-5, 2006.

LIBES, S. M. **Introduction to marine biogeochemistry**. Academic Press, 2009.

LONGHURST, A. **Ecological Geography of the Sea**. Academic Press, 1998.

MADEIRA-FALCETA, M. Ecological distribution of thecamoebal and foraminiferal associations in the mixohaline environments of the Southern Brazilian Littoral. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 46, p.667-687, 1974.

MADUREIRA, L. S. P.; ROSSI-WONGTSCHOWSKI, C.L.D.B. **Prospecção de recursos pesqueiros pelágicos na Zona Econômica Exclusiva da Região Sudeste-Sul do Brasil: hidroacústica e biomassas**. Série documentos REVIZEE: Score Sul, Editora da Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico, 2005.

MARION, G. M.; MILLERO, F. J.; CAMÕES, M. F.; SPITZER, P.; FEISTEL, R.; CHEN, C. -T. A. pH of seawater. **Marine Chemistry**, v. 126, p. 89-96, 2011.

MARQUES, W. C.; MONTEIRO, I. O.; MOLLER, O. O. JR.; FERNANDES, E. H. L. A dinâmica da pluma costeira da Lagoa dos Patos, Brasil. In: **Seminário e workshop em engenharia oceânica**, Rio Grande, II SEMENGO06, 2006. Disponível em: <http://www.semengo.furg.br/2006/01.pdf>

MARQUES, W. C.; MOOLER, O. O. JR. Variabilidade temporal em longo período da descarga fluvial e níveis de água da Lagoa dos Patos, Rio Grande do Sul, Brasil. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 13, p. 155-163, 2008.

MELO, G. V. **Transporte de metais pesados no sedimento em suspensão na Baía de Guanabara, em um ciclo de maré**. Dissertação. Universidade Federal Fluminense, Niterói, RJ, 2004.

METZ, B.; DAVIDSON, O. R.; BOSCH, P. R.; DAVE, R.; MEYER, L. A. **Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007**. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.

MILLERO, F. J.; LEE, K.; ROCHE, M. Distribution of alkalinity in the surface waters of the major oceans. **Marine Chemistry**, v. 60, p. 111-130, 1998.

MILLERO, F. J.; LEE, K.; ROCHE, M. Distribution of alkalinity in the surface waters of the major oceans. **Marine Chemistry**, v. 60, p. 111-130, 1998.

MIRANDA, L. B.; CASTRO, B. M.; KJERVFE, B. **Princípio da Oceanografia Física de Estuários**. Editora USP, 2002.

MOLLER, O. O. JR.; PIOLA, A. R.; FREITAS, A. C.; CAMPOS, E. J. D. The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. **Continental Shelf Research**, v. 28, p. 1607-1624, 2008.

MORICE, C. P.; KENNEDY, J. J.; RAYNER, N. A.; JONES, P. D. Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: The HadCRUT4 dataset. **Journal Geophysical Research**, v. 117, D08101, doi:10.1029/2011JD017187, 2012.

MULLER, T. J.; IKEDA, Y.; ZANGENBERG, N.; NONATO, L. V. Direct measurements of the Western boundary currents between 20°S and 28°S. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 5429-5437, 1998.

MUNHOVEN, G. Mathematics of the total alkalinity–pH equation – pathway to robust and universal solution algorithms: the Solve SAPHE package v.1.0.1. *Geosci. Model Dev.*, v. 6, p. 1367-1388, doi:10.5194/gmd-6-1367-2013, 2013.

NEREM, R. S.; CHAMBERS, D. P.; CHOE, C.; MITCHUM, G. T. Estimating Mean Sea Level Change from the TOPEX and Jason Altimeter Missions. **Mar. Geod.**, v. 33, p. 435–446, 2010.

NIENCHESKI, L. F. **Oceanografia Química – Levantamento bibliográfico e identificação do estado atual do conhecimento**. REVIZEE, 1999.

OLSEN, A.; *et al.*, An internally consistent data product for the world ocean: The Global Ocean Data Analysis Project, version 2 (GLODAPv2). **Earth System Science Data Discuss.**, p. 1-78, doi:10.5194/essd-2015-42, 2016.

ORR, J. C.; FABRY, V. J.; AUMONT, O.; BOPP, L.; DONEY, S. C. *et al.* Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms. **Nature**, v. 437, p. 681-686, 2005.

PIOLA, A. R.; CAMPOS, E. J. D.; MOLLER, O. O. J.; CHARO, M.; MARTINEZ, C. Subtropical shelf front off Eastern South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, p. 6565-6578, 2000.

PIOLA, A. R.; MOLLER, O. O. JR.; PALMA, E. D. O impacto do Rio da Prata. **CiênciaHoje**, v. 36, p. 30-37, 2005.

RAY, R. D.; DOUGLAS, B. C. Experiments in reconstructing twentieth-century sea levels. **Prog. Oceanogr.**, v. 91, p. 496–515, 2011.

RAYMOND, P. A.; COLE, J. J. Increase in the export of alkalinity from North America's largest river. **Science**, v. 301, p. 88-91, 2003.

REYNOLDS, R. W.; RAYNER, N. A.; SMITH, T. M.; STOKES, D. C.; WANG, W. An improved in situ and satellite SST analysis for climate. **J. Clim.**, v. 15, p. 1609-1625, 2002.

SATO, R. M. **O meandramento ciclônico da Corrente do Brasil ao largo do Cabo de Santa Marta (~28,5°S)**. Dissertação. Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 2014.

SCHLITZER, R. Ocean Data View.:Version 4.7.6, 2016 Disponível em: <http://odv.awi.de> 29 de julho de 2016 acessado às 14:00.

SIGNORINI, S. R. On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay. **Deep Sea Research**, v. 25, p.481-490, 1978.

SILVEIRA, I. C. A.; LIMA, J.A. M. The Brazil current meandering off Cape São Tomé (22°S). Submetido ao **Geophysical Research Letter**, 2003.

SILVEIRA, I. C. A.; SCHMIDT, A. C. K.; CAMPOS, E. J. D.; GODOI, S. S.; IKEDA, Y. A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. **Revista Brasileira Oceanográfica**, v. 48, p. 171-183, 2000.

SOLOMON, S.; QIN, D.; MANNING, M.; CHEN, Z.; MARQUIS, M.; AVERYT, K.B.; TIGNOR, M.; MILLER, H.L. **Contribution of Working Group I to the Fourth**

Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.

SPALDING, M. D.; FOX, H. E.; ALLEN, G. R.; DAVIDSON, N.; FERDANA, Z. A.; FINLAYSON, M.; HALPERN, B. S.; JORGE, M. A.; LOMBANA, A.; LOURIE, S. A.; MARTIN, K. D.; McMANAUS, E. MOLNAR, J.; RECCHIA, C. A.; ROBERTSON, J. Marine ecoregions of the world: a bioregionalization of coastal and shelf areas. **Bioscience**, v.57, p. 573-583, 2007.

STOCKER, T. F.; QIN, D.; PLATTNER, G. -K.; TIGNOR, M.; ALLEN, S. K.; BOSCHUNG, J.; NAUELS, A.; XIA, Y.; BEX, V.; MIDGLEY, P. M. **Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.** Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013.

STRAMMA, L.; IKEDA, Y, PETERSON, R. G. Geostrophic transport in the Brazil Current region. Deep sea research Part A. **Oceanographic research papers**, v. 37, n. 12, p.1875-1886, 1990.

STRICKLAND, J.D.H.; PARSONS, T.R.A manual for seawater analysis. **Fisheries Research Board of Canada**, v.125, p. 117-127, 1965.

STRUB, P. T.; JAMES, C.; COMBES, V.; MATANO, R. P. *et al.* Altimeter-derived seasonal circulation on the Southwest Atlantic shelf: 27°–43°S. **Journal of Geophysical Research**, doi: 10.1002/2015JC010769, 2015.

SUNDA, W. G.; CAI, W. J. Eutrophication induced CO₂-acidification of subsurface coastal waters: interactive effects of temperature, salinity and atmospheric pCO₂. **Environmental science & technology**, v. 46, p. 10651-10659, 2012.

SVERDRUP, H. U.; JOHNSON, M. W.; FLEMING, R. H. **The oceans: their physics, chemistry and general biology.** Prentice-Hall Inc., 1942.

TAKESHITA, Y.; MARTZ, T. R.; COLETTI, L. J.; DICKSON, A. G.; JANNASCH, H. W.; JOHNSON, H. S. The effects of pressure on pH of Tris buffer in synthetic seawater. **Marine chemistry**, v. 188, p. 01-05, 2017.

TORMAN, V. B. L.; COSTER, R.; RIBOLDI, J. Normalidade de variáveis: métodos de verificação e comparação de alguns testes não-paramétricos por simulação. **Revista HCPA**, v. 32, p. 227-234, 2012.

VAZ, A. C.; MOLLER, O. O. JR.; ALMEIDA, T. L. Análise quantitativa da descarga dos rios afluentes da Lagoa dos Patos. **Atlântica**, v. 28, p. 13-23, 2006.

VILLELA, A. M. O tratado da Bacia do Prata. **R. Inf. Legisl. Brasília**, p. 147-176, 1984.

VOSE, R. S.; ARNDT, D.; BANZON, V. F.; EASTERLING, D. R.; GLEASON, B.; HUANG, B. *et al.* NOAA'S merged land-ocean surface temperature analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 93, p. 1677-1685, doi:10.1175/BAMS-D-11-00241.1, 2012.

ZEEBE, R. E. History of seawater carbonate chemistry, atmospheric CO₂ and ocean acidification. **The Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 40, p. 141-16, 2012.

ZEEBE, R. E.; WOLF-GLADROW, D. **CO₂ in Seawater: Equilibrium, Kinetics, Isotopes**. Elsevier Oceanography Series 65, 2007.

APÊNDICE A: Dados do EstArte-Sul

Tabela 1: Latitude, longitude, profundidade (m), temperatura (°C), salinidade, alcalinidade total (A_T) (μmol/kg), carbono inorgânico dissolvido (μmol/kg), pH e ecorregião das estações do EstArte-Sul.

ESTAÇÃO	LATITUDE	LONGITUDE	PROFUNDIDADE (m)	TEMPERATURA (°C)	SALINIDADE	A _T (μmol/kg)	DIC (μmol/kg)	pH	ECORREGIÃO
1	-23,2045	316,962	4,17	20,43	35,47	2337,61	2103,23	7,98	A ₁
2	-23,6973	317,326	6,41	22,44	36,40	2406,82	2367,18	7,46	A ₁
3	-23,8892	317,629	5,59	22,53	36,53	2401,86	2096,82	8,05	A ₁
4	-24,0493	317,88	5,15	22,42	36,43	2458,28	2366,78	7,60	A ₁
5	-24,2667	318,09	6,25	22,57	36,69	2461,72	2231,45	7,91	A ₁
6	-24,282	316,633	6,48	23,35	36,90	2401,92	2055,43	8,10	A ₁
7	-24,4726	316,117	5	23,44	36,97	2453,77	2317,66	-	A ₁
8	-24,6536	315,618	5,60	23,37	36,96	2403,16	2156,82	7,93	A ₁
9	-25,1234	315,232	5	23,26	36,95	2406,95	2112,71	-	A ₁
10	-25,5223	314,899	5,88	22,36	36,49	2358,29	2158,42	7,87	A ₁
11	-25,682	314,538	5	22,47	36,03	2338,93	1982,57	-	A ₁
12	-25,8402	314,197	6,23	22,08	35,94	2338,23	2000,59	8,13	A ₁
13	-25,9003	313,796	5	23,69	35,86	2340,46	2073,08	-	A ₁
14	-25,9607	313,431	6,92	22,90	36,06	2405,71	2087,76	8,05	A ₁
15	-26,3449	313,881	5,19	22,72	36,47	2412,70	2246,73	-	A ₁

16	-26,5322	314,208	5,40	22,99	37,02	2432,87	2227,49	7,85	A ₁
17	-26,735	314,522	5,77	22,51	36,98	2405,40	2280,61	7,68	A ₁
18	-26,9071	314,048	5	22,63	36,88	2419,29	2170,23	-	A ₁
19	-27,1097	313,474	5,31	23,18	37,07	2424,90	2230,54	7,83	V
20	-27,3673	313,334	5	24,41	36,98	2418,10	2413,87	-	A ₁
21	-27,5968	313,208	3,96	23,46	37,01	2408,48	2220,49	7,81	A ₁
22	-27,8751	313,056	5	23,28	35,98	2384,97	2237,38	-	A ₁
23	-28,2449	312,856	5	22,87	36,10	2373,60	2252,31	-	A ₁
24	-28,6408	312,639	5,38	22,19	35,95	2341,08	2229,13	7,67	A ₁
25	-28,9964	312,443	5	21,88	35,21	2319,21	2229,13	-	A ₁
26	-29,4057	312,217	5,17	21,69	35,72	2331,51	2331,85	7,35	A ₂
27	-29,6129	311,725	5	22,17	35,63	2490,32	2306,94	-	A ₂
28	-29,8324	311,373	5	22,86	34,75	2309,43	2529,72	-	A ₂
29	-29,934	310,534	5	21,58	34,81	2285,80	2251,59	-	A ₂
30	-29,9313	310,097	5	20,95	34,74	2297,88	2174,83	-	A ₂
31	-29,9313	310,431	5	21,27	35,03	2411,32	2232,17	-	A ₂
32	-29,8768	310,822	5	22,31	34,88	2279,24	2220,22	-	A ₂
33	-29,82	311,229	5,04	21,88	34,77	2300,36	2338,26	7,25	A ₂
34	-30,1735	311,81	5,52	22,92	36,62	2397,99	2328,44	7,54	A ₂
35	-30,4492	312,275	5,5	22,10	36,81	2482,43	2341,68	7,72	A ₂
36	-30,6513	312,687	5,22	21,43	36,71	2401,23	2304,56	7,63	A ₂

37	-30,6734	312,255	5	22,78	36,71	2403,50	2254,51	-	A ₂
38	-30,6891	311,728	5	22,68	35,93	2374,14	2322,79	-	A ₂
39	-30,7138	311,187	5,50	21,34	34,87	2298,27	2253,26	7,50	A ₂
40	-31,0551	310,774	5	21,70	35,09	2331,89	2415,08	-	A ₂
41	-31,3191	310,453	5	21,59	35,18	2296,02	2381,15	-	A ₂
42	-31,6098	310,1	4,66	21,55	35,39	2346,21	2220,70	7,72	A ₂
43	-32,5091	310,112	5	2,00	35,10	2291,09	2352,07	-	A ₂
44	-33,0277	310,127	4,65	22,20	35,97	2348,34	2318,78	7,44	A ₂
45	-32,796	309,714	4,94	21,23	34,54	2334,62	2143,72	7,89	A ₂
46	-32,5802	309,281	5,55	21,16	34,17	2345,49	2465,90	7,05	A ₂
47	-32,3545	308,793	5,89	20,46	32,79	2203,54	2265,64	7,20	A ₂

Tabela 2: Matriz de resultados do coeficiente de correlação ρ de Pearson referentes aos parâmetros analisados.

	Temperatura	Salinidade	A_T	DIC	pH
Temperatura	1,00	0,73	0,54	-0,08	0,45
Salinidade		1,00	0,80	-0,21	0,57
A_T			1,00	-0,01	0,45
DIC				1,00	-0,87
pH					1,00